

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean LAMEYRE

*Agrégé de l'Université
Maître-Assistant à l'Université de Clermont*

PREMIÈRE THÈSE :

LEUCOGRANITES ET MUSCOVITISATION DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

DEUXIÈME THÈSE : PROPOSITION DONNÉE PAR LA FACULTÉ.

*Soutenues publiquement le 25 juin 1966
devant la Commission d'Examen*

MM. M. ROQUES, Doyen	<i>Président</i>
J. JUNG, Professeur honoraire Professeur à la Sorbonne	} <i>Examineurs</i>
P. LAPADU-HARGUES, Professeur	
P. CHAMPAGNAT, Professeur	
J. PETERLONGO, Professeur	
J. MAISONNEUVE, Professeur	

G. DE BUSSAC
2, COURS SABLON
CLERMONT-FERRAND



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546606_0030

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean LAMEYRE

*Agrégé de l'Université
Maître-Assistant à l'Université de Clermont*

PREMIÈRE THÈSE :

LEUCOGRANITES ET MUSCOVITISATION DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

DEUXIÈME THÈSE : PROPOSITION DONNÉE PAR LA FACULTÉ.

*Soutenues publiquement le 25 juin 1966
devant la Commission d'Examen*

MM. M. ROQUES, Doyen	Président
J. JUNG, Professeur honoraire Professeur à la Sorbonne	} Examinateurs
P. LAPADU-HARGUES, Professeur	
P. CHAMPAGNAT, Professeur	
J. PETERLONGO, Professeur	
J. MAISONNEUVE, Professeur	

G. DE BUSSAC
2, COURS SABLON
CLERMONT-FERRAND

UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

FACULTE DES SCIENCES

DOYEN : M. ROQUES Maurice

1er ASSESSEUR : M. SAUREL Jean

2ème ASSESSEUR : M. RAOULT Gaston

PROFESSEURS

M.	DUBOIS Emmanuel	Physique	T	
M.	RAMBAUD René	Chimie	T	
M.	BLANC Eugène	Mécanique Rationnelle	T	
M.	ROQUES Maurice	Géologie-Minéralogie	T	
M.	LAPADU-HARGUES Pierre	Minéralogie	T	
M.	TRUFFAULT Robert	Chimie Organique	T	
M.	LUTZ Hubert	Biologie Animale	T	
M.	RAOULT Gaston	Physique	T	
M.	CHAMPAGNAT Paul	Physiologie Végétale	T	
M.	DUPLESSIS-KERGOMARD Alain	Chimie	T	TP
M.	AVAN Louis	Physique Expérimentale	T	
M.	PARIAUD Jean-Charles	Chimie Physique	T	
Mme	HENNEQUIN Françoise	Mathématiques	T	
Mlle	BERTHET Ginette	Physique	T	TP
M.	LOISEAU Jean	Botanique pure et Appliquée	T	
M.	COMBE René	Physique	T	TP
M. de	PUYTORAC Pierre	Biologie-Zoologie	T	
Mme	AVAN Madeleine	Physique	T	TP
Mlle	DONDON Marie-Louise	Chimie-Physique	T	TP
M.	DELOST Paul	Physiologie Animale	T	TP
M.	SAUREL Jean	Physique	T	TP
M.	VIALARD André	Chimie-Physique	T	TP
M.	KOLHMULLER Robert	Chimie Minérale	T	

PROFESSEUR ASSOCIE

M.	BALANZAT Manuel	Mathématiques
----	-----------------	---------------

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M.	PETERLONGO Jean-Marc	Géologie
M.	BAILLAUD Lucien	Botanique
M.	VESSIERE Roger	Chimie
M.	GUILLAUME Marcel	Mathématiques
M.	BATHIER Marcel	Physique
Mlle	UCHER Suzanne	Chimie
M.	HENNEQUIN Paul	Mathématiques

MAITRES DE CONFERENCES

M.	MAISONNEUVE Jacques	Geologie Appliquée
M.	CAPESTAN Michel	Chimie Minérale
M.	MARTINET Pierre	Chimie
M.	ROCHE Jean-Etienne	Physique
M.	THOMAS Jean	Physique
M.	LENOIR Marcel	Mathématiques
M.	FALGAS Maurice	Mathématiques
M.	BERNARD Maurice	Physique
M.	ISABELLE Didier	Physique
Mme	LE DOUARIN Nicole	Biologie Animale
M.	COLLEAU Jean	Mathématiques
M.	JOYON Louis	Zoologie

MAITRE DE CONFERENCES ASSOCIE

M.	VO-KHAC-KHOAN	Mathématiques
----	---------------	---------------

ATTACHEE PRINCIPALE

Mme	CHOPART Marie-Louise
-----	----------------------

Jean LAMEYRE

Agrégé de l'Université

Maître - Assistant à la Faculté des Sciences de Clermont

LEUCOGRANITES ET MUSCOVITISATION DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS *

SOMMAIRE

Pages

AVANT-PROPOS	9
--------------------	---

INTRODUCTION

I. - Objet de l'étude et définitions	13
II. - La muscovite des granites dans les études descriptives et expérimentales	15
III. - Méthodes d'étude	19

PREMIERE PARTIE

LES LEUCOGRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS

CHAPITRE I - LES LEUCOGRANITES DU MASSIF D'ECHASSIERES

I. - Généralités

1. -- Situation géographique	27
2. - Historique	27
3. - Connaissances acquises	28

* Publié aux Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont, 1966, n° 29,
Géologie et Minéralogie 12^e fascicule,
Centre de Documentation Pédagogique, 34 Avenue Camot, 63. Clermont-Ferrand.

II. - Etude pétrographique

1. - Les différents types, leurs contacts et leurs enclaves	29
2. - Les minéraux constitutants et leurs relations	32
3. - Compositions modales	39
4. - Résultats de l'étude pétrographique - Muscovitisation	44

III. - Etude chimique

1. - Origine des échantillons analysés	48
2. - Résultats - Constitution d'une norme approchée	49
3. - Interprétation des résultats	55
Diagramme Quartz-Albite-Orthose	56
Diagramme Quartz-Feldspaths-Muscovite	57
Muscovitisation et reconstitution d'une composition initiale	58
Greisenisation, silicification, kaolinisation	59

IV. - Répartition de quelques oligoéléments dans les roches et leurs micas

1. - Dosages dans les roches	62
2. - Dosages dans les micas	64

V. - Conclusions

65

CHAPITRE II. - LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA BROSSE PRES DE MONTAIGUT-EN-COMBRAILLES.

I. - Situation géographique - Historique

68

II. - Etude pétrographique

1. - Les types et leur structure. Leur répartition et leurs rapports	68
2. - Les minéraux constitutants	69
3. - Compositions modales	72

III. - Etude chimique

74

IV. - Etude spectrophotographique

76

V. - Conclusions

76

CHAPITRE III. - LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA PIERRE-QUI-VIRE

I. - Généralités

1. - Situation géographique	79
2. - Historique	79
3. - Situation générale	80

II. - Etude pétrographique	
1. - Les types et leur répartition	80
2. - Les minéraux constituants	83
3. - Compositions modales	91
4. - Interprétation des analyses modales	95

III. - Etude chimique,	
1. - Origine des échantillons analysés	100
2. - Résultats	101
3. - Interprétation des résultats	105
4. - Comparaison avec les granites d'Echassières - Aspect chimique de la muscovitisation	107

IV. - Répartition de quelques oligoéléments dans les granites et leurs micas	
1. - Dosages dans les roches	110
2. - Dosages dans les micas	111
V. - Conclusions	112

CHAPITRE IV. - LES LEUCOGRANITES DE LA CARRIERE DE THIZON ET LEURS ENCLAVES.

I. - Situation et historique	114
II. - Etude pétrographique	
1. - Les types et leurs constituants	114
2. - Compositions modales	117
III. - Compositions chimiques	118
IV. - Teneurs en oligoéléments	119
V. - Conclusions	120

CHAPITRE V. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES LEUCOGRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS

1. - Gisement, faciès de bordure, enclaves	122
2. - Compositions minérales, albitisation, muscovitisation et autres processus de substitution	122
3. - Compositions chimiques. « Effet muscovite »	124
4. - Contrôle du développement de la muscovite dans les granites	126
5. - La muscovitisation et l'interprétation pétrogénétique des granites à muscovite	128

DEUXIEME PARTIE

LEUCOGRANITES DANS LES GRANDS MASSIFS GRANITIQUE: LES LEUCOGRANITES DE LA MARGERIDE

GENERALITES

1. - Situation géographique	133
2. - Historique	133

A. - LES LEUCOGRANITES D'ENTRAYGUES.

I. - Gisement et faciès	135
II. - Etude pétrographique	135
1. - Les minéraux constituants et leurs relations	135
2. - Compositions modales	137
III. - Compositions chimiques	138
IV. - Teneurs en oligoéléments	141
V. - Conclusions	141

B. - LES LEUCOGRANITES DE LA CARRIERE DE GRAZIERES-MAGES ET LEURS ENCLAVES.

I. - Gisement et faciès	142
II. - Etude pétrographique des leucogranites	142
1. - Structure et constituants minéraux	142
2. - Compositions minérales	143
III. - Compositions chimiques	144
IV. - Teneurs en oligoéléments	147
V. - Les enclaves surmicacées	148
VI. - Conclusions	149

C. - LES APLITES DE SAINT-CHELY .

I. - Gisement et faciès	150
-------------------------------	-----

II. - Etude pétrographique	153
1. - Structure et constituants minéraux	153
2. - Compositions minérales	154
III. - Compositions chimiques	155
IV. - Teneurs en oligoéléments	158
V. - Conclusions	158
D. - LES LEUCOGRANITES DE GRANDRIEU .	
I. - Gisement et faciès	159
II. - Etude pétrographique	
1. - Les minéraux constituants et leurs relations	161
2. - Compositions minérales	163
III. - Compositions chimiques	
1. - Résultats	165
2. - Interprétation - Les nodules à tourmaline, les épi-sénites ..	168
IV. - Teneurs en quelques oligoéléments	170
V. - Conclusions	171
E. - VUE D'ENSEMBLE SUR LES LEUCOGRANITES DE LA MARGERIDE .	
I. - Aspect pétrographique	172
II. - Aspect chimique	173
III. - Conclusions	176

TROISIEME PARTIE

LEUCOGRANITES EN MASSIFS COMPLEXES : LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE MILLEVACHES

A. - GENERALITES .

I. - Situation	179
II. - Historique	179
III. - Les leucogranites dans le massif	184

1. - Les rapports des leucogranites avec les schistes cristallins	184
2. - Les rapports des leucogranites avec les granites porphyroïdes orientés à biotite et les migmatites associées..	185
3. - Répartition des différents types de leucogranites	185

IV. - Chronologie

1. - Chronologie relative	186
2. - Chronologie absolue	187

B. - LE CADRE DES LEUCOGRANITES.

I. - Les schistes cristallins du Millevaches

1. - Structure générale	189
2. - Les faciès	190
3. - Le métamorphisme des schistes cristallins du Millevaches ..	191
4. - Compositions minérales	195
5. - Compositions chimiques	196

II. - Le granite porphyroïde orienté et les migmatites associées Les migmatites sodiques.

1. - Faciès et constituants minéraux	198
2. - Compositions minérales	199
3. - Compositions chimiques	200

C. - LES LEUCOGRANITES ET LEURS ENCLAVES.

I. - Les types

1. - Le granite d'Eyrein et les granites de transition.....	203
2. - Le granite de Pérols	203
3. - Le granite à cordiérite	204
4. - Le granite de Gioux	204

II. - Etude pétrographique

1. - Les minéraux constituants et leurs relations	204
2. - Compositions minérales	208
3. - Interprétation des analyses modales	215

III. - Etude chimique

1. - Les granites de transition et leurs enclaves	218
2. - Les granites du type Eyrein et leurs enclaves	223
3. - Les granites du type Pérols et leurs enclaves, les granites à cordiérite	228
4. - Les granites du type Gioux - Les aplites sécantes	231
5. - Localisation	234
6. - Interprétation des analyses chimiques	237

IV. - Teneurs en oligoéléments

1. - Dosages dans les roches	239
2. - Dosages dans les muscovites	242
3. - Interprétation	243

V. - Origine des leucogranites	244
--------------------------------------	-----

VI. - Conclusions	245
-------------------------	-----

VUE D'ENSEMBLE ET CONCLUSIONS GENERALES .	247
---	-----

BIBLIOGRAPHIE	253
---------------------	-----

1. - Bibliographie générale	253
2. - Bibliographie concernant les massifs étudiés	260

PLANCHES

TABLE DES FIGURES

	Pages
Introduction	
1. - Stabilité de la muscovite selon A Miyashiro (1960)	16
2. - Stabilité de la muscovite selon B.W. Evans (1965)	17
3. - Transformation métasomatique des feldspaths potassiques selon J. J. Hemley (1959)	18
Massif d'Echassières	
4. - Diagramme Quartz-Albite-Perthite (Modes).....	44
5. - Diagramme Quartz-Feldspaths-Muscovite (modes)	45
6. - Diagramme Quartz-Albite-Orthose (normes)	56
7. - Diagramme Quartz-Feldspaths- Muscovite (normes)	57
Massif de la Pierre-qui-Vire	
8. - Répartition des types dans la coupe de Moulin-Colas	81
9. - Répartition des types dans la coupe du Pont-du-Montal	81
10. - Les biotites des granites en massifs circonscrits sur le diagramme MgO - Al ₂ O ₃ - Fer total, selon S.R. Nockold (1947)	88
11. - Diagramme Biotite-Muscovite (modes)	95
12. - Diagramme Quartz-Albite-Perthite (modes)	96
13. - Diagramme Quartz-Feldspaths-Muscovite (modes)	97
14. - Diagramme Quartz-Feldspaths-Muscovite + Cordiérite (modes)	97
15. - Diagramme 100 Mu/Mu + Bi - SAT (modes)	98
16. - Diagramme COL - SAT (modes)	98
17. - Diagramme Quartz-Albite-Orthose (normes)	106

AVANT PROPOS

Pendant mes études de licence à la Faculté des Sciences de Clermont j'ai reçu l'enseignement de MM. les Professeurs M. Roques et P. Lapadu-Hargues, qui me confiaient ensuite un poste d'assistant. Ils me remettaient pour la préparation du Diplôme d'Etudes Supérieures à leurs collègues de Grenoble MM. les Professeurs R. Barbier et R. Michel qui me proposaient l'étude des Grandes Rousses. R. Barbier m'a montré par l'exemple, la nécessité d'une observation précise et d'une cartographie scrupuleuse. M. Michel, tant sur le terrain qu'au laboratoire a complété mon initiation aux techniques que nécessite l'étude des roches cristallines. Je tiens à les en remercier.

En 1958, je quittais le laboratoire pour le service militaire. Un an plus tard, j'étais détaché auprès du BIA en tant que géologue militaire. L'expérience acquise alors sur le terrain, avec des camarades formés à diverses écoles, m'a beaucoup aidé par la suite. Je voudrais ici remercier M. le Professeur P. Gevin qui nous a accueillis dans son domaine, et MM. Michel et Castro qui, en me confiant plusieurs missions dans l'Ouest sabarien m'ont permis d'étendre mes connaissances sur la région et ses granites.

A mon retour à Clermont, Monsieur le Professeur Roques me confie l'étude des « granulites » du Massif Central et met à ma disposition les moyens de son laboratoire. Malgré ses lourdes charges il a suivi de très près l'élaboration de ce travail. Souvent il m'a montré des voies de recherches ou, au contraire, m'a évité de m'engager dans des impasses. En même temps il me plaçait dans les conditions matérielles les plus favorables possible. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Ce travail doit beaucoup à M. le Professeur Lapadu-Hargues qui, au cours de nombreuses discussions sur les micas et les granites, m'a fait profiter de son expérience de géochimiste et a permis la réalisation d'un programme chargé d'analyses chimiques.

Monsieur le Professeur Jung, a bien voulu porter à mon travail le plus bienveillant intérêt et accepter de faire partie de mon jury de thèse.

Par ses critiques pénétrantes, J.M. Peterlongo, Professeur à Clermont, m'a conduit à revoir ou à expliciter de nombreux points de mon travail. Ses encouragements m'ont souvent été précieux.

M. M. Chenevoy, Professeur à Lyon, M. Ravier, Professeur à la Sorbonne, m'ont fait bénéficier de leurs remarques au cours d'entretiens fructueux.

Les discussions avec mes amis J. Maisonneuve, maître de conférences à Clermont, J. Didier, maître de conférences à Brest dont l'étude sur les granites et leurs enclaves a été pour moi un guide précieux, J. Grolier maître-assistant à Lille, J. Mergoïl maître-assistant à Clermont, m'ont aussi beaucoup apporté. Mme J. Mergoïl, attachée de Recherche au CNRS, a bien voulu étudier pour moi la symétrie de certains feldspaths potassiques, et me faire profiter de son expérience en ce domaine. MM. H. Labernardière et P. Tempier, assistants au laboratoire m'ont tenu au courant des recherches qu'ils poursuivent dans des régions proches du Massif de Millevaches et m'ont permis d'utiliser certains de leurs résultats. Tous les enseignants du Laboratoire, enfin, ont eu la gentillesse de me décharger de toute tâche administrative dans les derniers temps de ce travail.

Les chercheurs et techniciens du laboratoire, Melle Orliac, Mmes S. Pignide-Couturié et F. Cantagrel, auteurs des analyses chimiques et Mme C. Jamond qui a réalisé les dosages spectrographiques, ont effectué un travail minutieux dont je leur suis très reconnaissant.

M. Cl. Lévy, dans le cadre d'une action concertée promue par la DGRST, a bien voulu entreprendre une étude de certains échantillons de quartz, par la méthode de micro-analyse thermique différentielle sur les installations du BRGM. MM. Capitant et Babezre ont étudié certains micas avec la sonde de Castaing du BRGM. Je tiens à remercier tous ces chercheurs,

Les dosages spectrographiques d'oligoéléments ont été réalisés dans le cadre d'un contrat avec le Commissariat à l'Energie Atomique. Je remercie Monsieur le Haut Commissaire qui a autorisé la publication de leurs résultats,

M. Goguel, Directeur du Service de la Carte Géologique de France, a bien voulu m'attribuer une subvention pour l'étude de la région de Grandrieu,

Les géologues du CEA, en particulier M. Poughon, et ceux de la CFMU, MM. Vinet et Lesty, m'ont toujours aimablement accueilli et m'ont fait part de leurs travaux géologiques dont j'ai largement fait usage. Je dois à l'amitié de M. Dufour, Ingénieur à la 4^e circonscription électrique, d'avoir pu, dans d'excellentes conditions, visiter de nombreux chantiers,

M. Maradeix m'a aidé très activement pour la séparation des minéraux, MM. Lavaure, Laverrat, Ferrant, Régent, ont préparé les très nombreuses lames minces que nécessitaient les analyses modales, M. Laverrat a réalisé avec une conscience parfaite le clichage des illustrations et du texte dactylographié par Mme Bellon. Je les en remercie très sincèrement,

INTRODUCTION

1.- OBJET DE L'ETUDE ET DEFINITIONS.

La catégorie de roches granitiques qu'en France on continue parfois encore d'appeler « granulites » est l'objet de cette étude. Son but est de préciser les caractères communs des « granulites » permettant de les différencier des autres granites. Il est aussi d'examiner, à travers l'observation et l'analyse de ces roches, la signification du minéral qui, par excellence, les caractérise, à savoir la muscovite. « Granulites » et muscovite sont, en effet, liées de manière étroite dans la littérature géologique française, et les auteurs soucieux d'éviter la confusion que peut entraîner l'usage d'un mot utilisé à l'étranger, et en France de plus en plus, pour désigner tout autre chose, utilisent les termes de « granites à deux micas » ou de « granites à muscovite ».

La première définition en a été donnée en ces termes par Auguste Michel-Lévy (1874) : « Nous proposons de donner à l'avenir le nom de *granulites* à des roches exclusivement éruptives à grains fins, essentiellement composées de lamelles abondantes (en général orthose et oligoclase) au milieu desquelles on distingue de nombreux grains de quartz et des paillettes de mica, ordinairement argentin. Aux granulites se rattacheraient des roches schisteuses (partie du leptynite des auteurs) auxquelles nous donnerons le nom de *granulites schisteuses* et des roches à grands éléments ou pegmatites ».

Un an plus tard, il définit la « structure granulitique », caractérisée par la forme hexaédrique du quartz et en 1889, il rappelle que cette structure est équivalente à la structure panidiomorphe grenue de Rosenbuch - En même temps, il ajoute : « Je crois personnellement que la majeure partie de la muscovite, même principale est de consolidation postérieure au quartz ».

J. de Lapparent en 1923, enseigne dans ses « Leçons de Pétrographie » : « Les granites à muscovite sont fréquemment caractérisés par le fait que le quartz, au lieu de former, comme dans les granites à biotite des masses cristallines qui moulent les autres éléments, se rencontre en grains bipyramidés - D'ailleurs, le mica blanc n'est pas, dans ces roches, un des éléments les plus anciens. Il moule les cristaux de quartz. Ces granites à muscovite ont été, jadis, désignés en France sous le nom de « granulites ».

Pour L. de Launay (1932) les granulites sont « difficiles à définir D'une façon générale, elles se distinguent par la prédominance des feldspaths par le développement de quartz isolés, par l'irrégularité de la structure, par la présence ordinaire de la muscovite On ne peut pas, à strictement parler, les appeler..., comme on l'a souvent proposé ... des granites à mica blanc, car certaines roches appartenant manifestement au même groupe ne contiennent pas de muscovite... ».

J. Jung (1958) résume en ces termes les avatars du mot « granulite » : « Nom donné au siècle dernier par Fouqué et Michel-Lévy aux granites à quartz automorphes à mica noir ou à mica blanc. Cette dénomination a été utilisée ensuite pour désigner tous les granites à micas blancs, même à quartz non automorphes, devenue trop imprécise, elle n'a pas été conservée par les pétrographes modernes ».

Parmi les massifs de «granulites» indiqués sur les cartes géologiques du Massif Central avec la couleur violet-paume et le signe γ 1, certains sont d'extension limitée, circonscrits, et déterminent un métamorphisme de contact net dans les roches où ils sont venus se mettre en place. D'autres, très étendus, sont intimement mêlés aux schistes cristallins ou à d'autres granites. Certaines «granulites» sont parfaitement équantes, d'autres sont schisteuses, d'autres gardent l'héritage d'une trame gneissique. Certaines sont à grain fin, d'autres à très gros grain. Dans certaines, le quartz est dihexaédrique, dans la plupart il ne l'est pas. Certaines sont riches en muscovite, d'autres n'en contiennent pas plus que le granite voisin, dit à biotite.

L'abondance de la muscovite, la présence de quartz bipyramidés ne sont pas, de toute évidence, les critères qu'ont utilisés les géologues français pour distinguer, sur le terrain, les granulites, et les cartographier - Est-ce à dire que ces roches n'ont aucun caractère commun et que le fait de les grouper en une catégorie particulière ne correspond à rien ? Ce n'est pas le cas. Tous ces granites ont, en commun, une caractéristique bien nette, leur pauvreté en minéraux sombres et en biotite en particulier. De là vient, sans doute, l'importance donnée à la présence de muscovite, très apparente dans ces roches. Ce sont d'autre part, de «vrais» granites dont les compositions sont très proches de celles des granites idéaux, devant les «granites à biotite» plus sombres et plus calciques qui, J. Didier l'a montré en 1963, sont, suivant les classifications minéralogiques, soit des granodiorites, soit des granites monzonitiques proches des granodiorites. Enfin, les études géochronologiques récentes (Viallette 1962) ont montré que les «granulites» du Massif Central sont contemporaines et d'âge westphalien terminal.

Il serait, dans ces conditions, dommage, et arbitraire aussi, de supprimer ce groupe purement et simplement. Cependant, le mot de «granulite» est à proscrire, tous les pétrographes sont d'accord sur ce point. Les termes de granites à deux micas, ou de granites à muscovite sont inadéquats, parce qu'ils excluent des «granulites» à cordiérite, ou à tourmaline, quelquefois dépourvues de muscovite, et parce qu'ils comprennent, de Launay (1932) l'avait souligné, des «granites à biotite» qui contiennent autant ou plus de muscovite que certaines «granulites», mais où cette muscovite mêlée à la biotite est peu visible.

Le terme de *leucogranite* créé par Ph. D. A. Johannsen (1949, vol. II, p. 120), pour désigner les granites à feldspath potassique et oligoclase, contenant moins de 5% de minéraux sombres peut s'appliquer à la plupart des «granulites». Cependant, leurs plagioclases ont une basicité moyenne oscillant entre An 5 et An 15 et les plus alcalines sont, en toute rigueur, des *alaskites*. D'autre part, pour les moins alcalines, la proportion de plagioclase dépasse, en bien des cas, celle de feldspath potassique et il faudrait, selon Johannsen, parler de *leucogranodiorites*.

Enfin si la presque totalité renferme moins de 5% de minéraux sombres - non compris évidemment la muscovite - certaines en contiennent 7 à 8 %, et il s'agit alors de *granites*. La plupart des «granites à biotite» du Massif Central contiennent plus de 10% et en général près de 15% de minéraux sombres (J. Didier, 1963). Le pourcentage de 10% paraît ainsi correspondre à une limite naturelle, et il a été choisi par J. Jung et R. Brousse (1959) pour séparer les roches éruptives hololeucocrates et leucocrates.

Sur le terrain, l'association étroite à l'échelle de l'affleurement de leucogranites (s.s.), d'alaskites, de leucogranodiorites et aussi d'autres granites hololeucocrates, dont la distinction n'est évidemment possible qu'au laboratoire, rend nécessaire l'introduction d'un terme général. Je propose de désigner, sur le terrain et sur les cartes, l'ensemble de ces roches granitiques hololeucocrates, à feldspaths potassiques et albite ou oligoclase acide, sous le nom de leucogranites (s.l.). Le mot de *leucogranite* a le mérite de contenir le mot *granite*, et, en même temps, de porter en lui-même, le caractère distinctif fondamental de nos «granulites», à savoir leur faible teneur en minéraux sombres.

* Dans une note récente que m'a communiquée M. le Professeur Jung, A. Streckelsen (15 février 1966) propose de considérer l'albite comme un feldspath alcalin, seulement entre les valeurs An 00, An 05. Il propose également de fixer à 65% de plagioclase et 35% de feldspaths alcalins, la limite entre granites et granodiorites et à 90% de feldspaths alcalins la limite entre granites et granites alcalins. Avec ces limites le problème serait considérablement simplifié, aucune «granulite» n'entrant plus dans la catégorie des granodiorites ni dans celle des granites alcalins.

2- LA MUSCOVITE DES GRANITES DANS LES ETUDES DESCRIPTIVES ET EXPERIMENTALES.

Etudes descriptives et signification de la muscovite. Pour J. de Lapparent (1941), le granite est avant tout feldspath, et sa caractéristique est la position tétracoordonnée de l'aluminium. L'aluminium hexacoordonné des argiles et des muscovites est la marque de «l'anti-feldspath». A. Brammal et H.F. Harwood (1932) notent l'association de la muscovite et de la cordiérite, et voient dans la cordiérite l'origine de la totalité ou d'une partie de la muscovite du granite de Dartmoor.

J. Jung (1958) constate que la muscovite, comme la cordiérite, marque, dans un granite, un excès d'alumine. Cet excès d'alumine est interprété de diverses manières. Le caractère strictement alcalin des granites à deux micas, frappe P. Lapadu-Hargues (1948) - En 1964, il précise que ces granites, riches en silice et en alumine, «se forment dans les mêmes conditions thermodynamiques que les granites classiques, mais à partir d'un fond où il existe un excès d'alumine sur les alcalis, excès qui ne peut être absorbé par une chaux inexistante; de là, l'accumulation de cet aluminium dans les phyllosilicates qui se réalise sous forme de muscovite». Selon lui (1963), les feldspaths d'un granite cristallisent au cours d'un stade «à prédominance magmatique» cependant que les phyllosilicates sont le résultat «d'un stade à prédominance plus hydrothermale. Le mica blanc, quand il existe, ne marquerait simplement que le fait suivant : à savoir un reliquat d'alumine, après formation de feldspaths, dans un milieu pauvre en ferromagnésiens». Schermerhorn (1960) estime que l'excès d'alumine des granites à muscovite est dû à une décalcification, et au remplacement des plagioclases par des albites, moins alumineuses.

V. Zoubek (1927) dans son étude du métamorphisme des environs de Pelhrimov, pour laquelle il applique les idées de Sederholm (1916), donne à la muscovite les quatre origines suivantes :

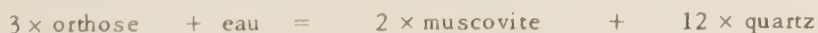
«1-muscovite primaire, de première génération souvent en accollement parallèle avec la biotite.

«2-muscovite squelettique deutéritique, suivant l'expression de Sederholm, donnant fréquemment lieu à des interpénétrations dactylées avec le quartz, née vers la fin du processus de la cristallisation, partiellement aux dépens des feldspaths, sous l'influence des phénomènes hydrolytiques et pneumatolytiques.

«3-muscovite secondaire, produit de séricitisation des feldspaths

«4-muscovite secondaire produit de pinitisation de la cordiérite».

Plus loin, il ajoute : «La formation de la muscovite par voie pneumatolytique (muscovites deutéritiques de Sederholm) mérite un intérêt spécial ... Observé au milieu des roches éruptives et des migmatites ... il va de soi qu'il ne se fait pas du tout sentir dans les roches exomorphes pures (gneiss à biotite) ... le phénomène s'effectue de la manière suivante : les substances volatiles qui restent après la consolidation des roches intrusives (eau, souvent fluor, oxyde borique) attaquent les feldspaths, de préférence les feldspaths potassiques, en suivant les fissures, surtout celles qui se sont formées à la suite de la contraction. Les feldspaths deviennent le siège d'une association pneumatolytique, et ils sont remplacés métasomatiquement par de la muscovite. Ces muscovites ont ordinairement l'aspect de *squelettes de cristaux* et contiennent de nombreux restes de microcline non transformés - Cette substitution hydrolytique du microcline peut être exprimée par l'équation chimique que voici :



* Comme on le voit, lors de cette transformation chimique, la silice et la potasse sont mises en liberté. La silice mise en liberté forme ensuite des interpénétrations dactylées avec la muscovite, la potasse prend part aux réactions qui exigent sa présence dans les roches (pinitisation de la cordiérite et muscovitisation de l'andalousite). La muscovitisation de l'andalousite peut être exprimée par l'équation chimique que voici :



3 x Andalousite



= Muscovite

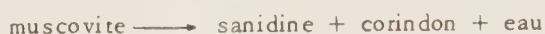
... la muscovite qui se forme appartient, dans la règle, à un seul individu et se substitue à l'andalousite, en ne laissant que de faibles restes de ce minéral, tout à fait comme nous l'avons vu pour la substitution du microcline par les squelettes de cristaux de muscovite

« Quant à la *séricitisation* normale, elle affecte non seulement le feldspath potassique, mais aussi, et en plus forte mesure, les plagioclases. Par endroit, surtout, elle est très forte ... Quoique ce phénomène soit un peu plus récent que le précédent, il correspond à la phase de métamorphisme terminal ».

F. Chayes (1952), montre que dans les granites de la Nouvelle Angleterre, la proportion de muscovite ne dépasse pas 12,2 - et que d'autre part, leurs compositions modales placent ces granites dans la vallée thermique, reconnue dans le système Quartz-Albite-Orthose, par Bowen.

Etudes expérimentales. Les conditions de stabilité de la muscovite, ont inspiré, ces dernières années, de nombreux travaux expérimentaux.

H.S. Yoder et H.P. Eugster (1955) étudient la réaction :



et trouvent que la courbe d'équilibre recoupe la courbe de fusion du « granite » idéal, à 700° C pour 1500 bars de pression d'eau.

A. Miyashiro (1960) remarque la faible probabilité d'une telle réaction, la muscovite se trouvant toujours dans des roches riches en quartz - Il étudie les réactions :

(1) muscovite = sanidine + corindon + eau.

(2) muscovite = orthose + corindon + eau.

(3) muscovite + quartz = sanidine + sillimanite + eau.

(4) muscovite + quartz = orthose + sillimanite + eau.

(5) muscovite + quartz = orthose + andalousite + eau.

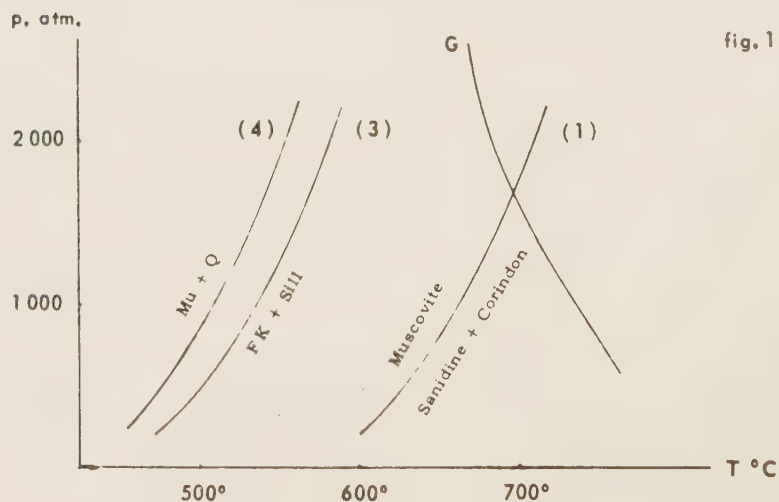


fig. 1

et il trouve que l'adjonction de quartz éloigne les courbes d'équilibre de ces réactions, de la courbe de fusion du granite (fig. 1).

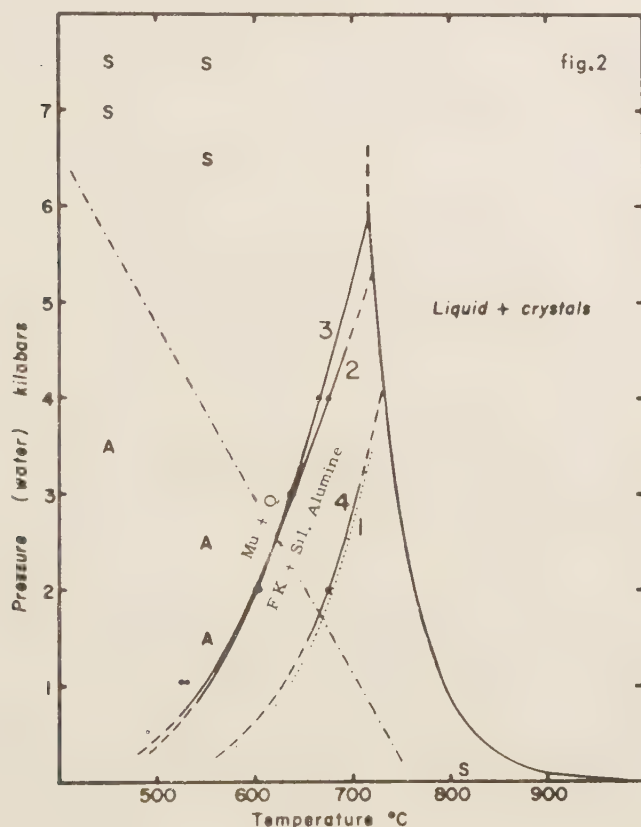
Il conclut ainsi : ... « le granite contient beaucoup de quartz - Dans ces conditions, la réaction probable de décomposition de la muscovite dans un magma granitique serait représentée par les réactions (3) (4) et (5) plutôt que par les réactions (1) et (2) ... Si nous plaçons

les courbes d'équilibre des réactions (3) et (4) » ... (sur une même figure que la courbe de fusion minimum du granite : G.) « nous voyons que ces courbes recoupent la courbe des points de fusion minimum du granite probablement à 4000 ou 5000 atm. Ainsi, la pression d'eau nécessaire à la cristallisation de la muscovite dans un magma granitique, apparaît beaucoup plus haute qu'on ne le supposait. De telles pressions d'eau ne doivent pas se trouver communément dans l'écorce terrestre. Si la pression d'eau est inférieure à la pression solide, la courbe d'équilibre ne recoupera pas la courbe de fusion minimum.

Aussi, dans bien des cas, il est vraisemblable que la muscovite dans le granite s'est formée par des actions deutériques ou hydrothermales » .

Cependant en 1961, R.E. Segnit et G.C. Kennedy, remettent en question les données de Miyashiro en retrouvant, en présence de quartz, des résultats comparables à ceux qu'avaient obtenus Yoder et Eugster.

En 1965, enfin, B.W. Evans, appliquant une méthode fondée sur les vitesses de réaction, obtient des résultats différents, résumés sur la figure 2 tirée de son étude.



Réaction (2) : muscovite + quartz = feldspath potassique + andalousite + eau.

Réaction (3) : muscovite + quartz = feldspath potassique + sillimanite + eau.

A et S indiquent les domaines de stabilité de l'andalousite et de la sillimanite séparés par une droite en tirés-points.

La réaction (2) est stable au-dessous de 2,5 kilobars, et la réaction (3) au-dessus de cette pression - On voit que la courbe de fusion du granite, recoupe les courbes 2 et 3 au-dessus de 3 kilobars.

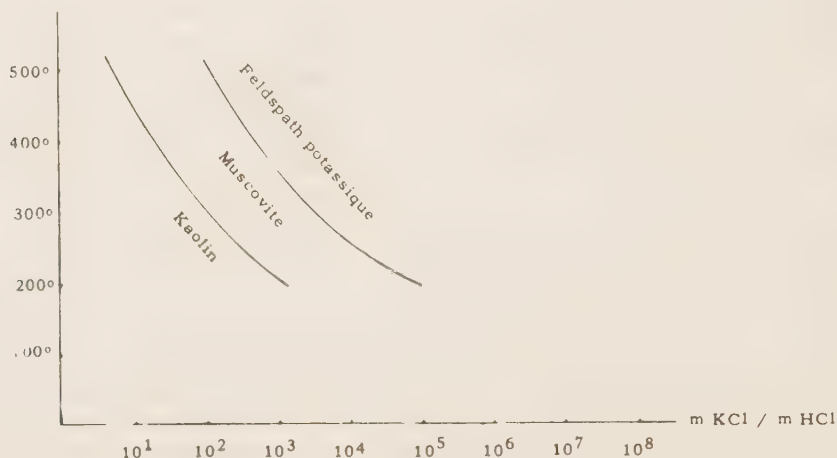
Le point de départ de toutes ces études était que la muscovite naît à partir d'un feldspath potassique et d'alumine excédentaire - C'est sur un tout autre aspect de la question qu'ont porté les recherches de J.J. Hemley (1959). Il a montré que les feldspaths potassiques pouvaient se transformer en muscovite comme en kaolin, simplement par perte de potasse. La réaction de muscovitisation métasomatique de l'orthose s'écrit :



Cette réaction, qui est celle de V. Zoubek, dépend de la température et du rapport K^+/H^+ dans la solution. Le feldspath potassique se transforme en muscovite à 500° pour une valeur du rapport : $K^+/H^+ = 10^2$ (fig.3).

fig. 3

Température °C



La pression d'eau n'intervient pratiquement pas dans ces réactions.

Enfin, M. Lagache (1964) a obtenu la transformation de l'albite en muscovite à 200° pour un rapport $\frac{K^+}{H^+} = 10^5$ donc dans des conditions identiques à celles que réclame la transformation de l'orthose.

Les interprétations pétrogénétiques font une place assez large à la muscovite. O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958) dans leur classique « Origin of Granite », soulignent que la muscovite est caractéristique des granites « subsolvus » et considèrent que le développement de la muscovite peut trouver son origine dans des réactions postérieures à la cristallisation.

F.G. Tumer et J. Verhoogen (1960) au chapitre de l'Igneous and Metamorphic Petrology traitant de la cristallisation des minéraux dans les roches ignées, font le point de la question - A partir des données de Yoder et Eugster ils constatent :

« 1) la muscovite peut cristalliser à partir d'un magma seulement à des pressions d'eau de l'ordre de 2000 bars ou plus. Elle peut se trouver dans les roches plutoniques profondes formées à partir d'un magma saturé en eau - Elle ne peut cristalliser à partir d'un magma sous des conditions volcaniques.

« 2) la muscovite primaire, magmatique, peut se trouver seulement dans celles des roches granitiques dont la composition est proche de la région de basse température du liquidus dans le système albite - orthose - silice. Les autres liquides dans ce système, et aussi tous les liquides quartzo-feldspathiques contenant une proportion d'anorthite appréciable, cristalliseront avant que la muscovite puisse apparaître comme une phase magmatique - La muscovite primaire, identifiée comme telle par sa grande taille et sa position interstitielle, ne se trouve, en fait, que dans les granites riches en potasse et en soude, et pauvres en chaux.

« 3) Dans le système $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$, ... la surface du liquidus, monte rapidement

depuis la limite feldspath-mullite, dans le champ de la mullite - On retrouve le même phénomène dans le système $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Cela signifie que les liquides granitiques quelle que soit leur origine, ne peuvent acquérir plus d'un faible excès de corindon virtuel, à moins d'être surchauffés très au-dessus de la température de liquidus d'un mélange quartzo-feldspathique - De là, il est facile de comprendre pourquoi la muscovite (un minéral qui apparaît, dans la norme, comme de l'orthose plus du corindon) bien qu'assez commune dans les granites pauvres en chaux, n'est jamais qu'un constituant mineur de ces roches. L'abondance de muscovite dans un granite est l'indication d'une possible origine non magmatique, c'est-à-dire métamorphique ».

En résumé, les résultats des études expérimentales concordent assez bien malgré quelques divergences de détail - La muscovite ne peut apparaître comme produit de cristallisation d'un magma que dans des roches de composition granitique et plus particulièrement dans celles qui ont cristallisé aux températures les plus basses, autrement dit dans les granites pauvres en chaux et saturés en eau, et non dans les rhyolites ou les granites hyperalcalins. Et même lorsque les conditions nécessaires à sa cristallisation sont réunies, elle ne peut être qu'un minéral accessoire du fait de la surchauffe que nécessiterait l'incorporation au mélange granitique d'un excédent d'alumine. Lorsqu'elle est « abondante », mais les auteurs ne précisent pas à partir de quelle teneur commence cette « abondance », il est vraisemblable qu'elle tire son origine d'un autre processus que la simple cristallisation d'un magma. Les données des auteurs qui ont étudié, dans la nature, les granites à muscovite, coïncident dans l'ensemble avec ces résultats.

3- METHODES D'ETUDE.

Parmi les nombreux massifs de leucogranites du Massif Central, il m'a fallu d'abord choisir ceux qui, par leurs caractères bien marqués, par la facilité d'observation qu'ils présentaient, par l'acquit enfin de nombreuses études antérieures, paraissaient se prêter le mieux à l'étude des leucogranites et à celle de la muscovite dans ces leucogranites.

Dans le Massif Central les leucogranites se présentent avec trois modes différents de gisement.

Pour l'étude des *leucogranites en massifs circonscrits*, homogènes, à bordures nettes marquées très souvent par des différenciations aplitiques, j'ai pris comme exemples :

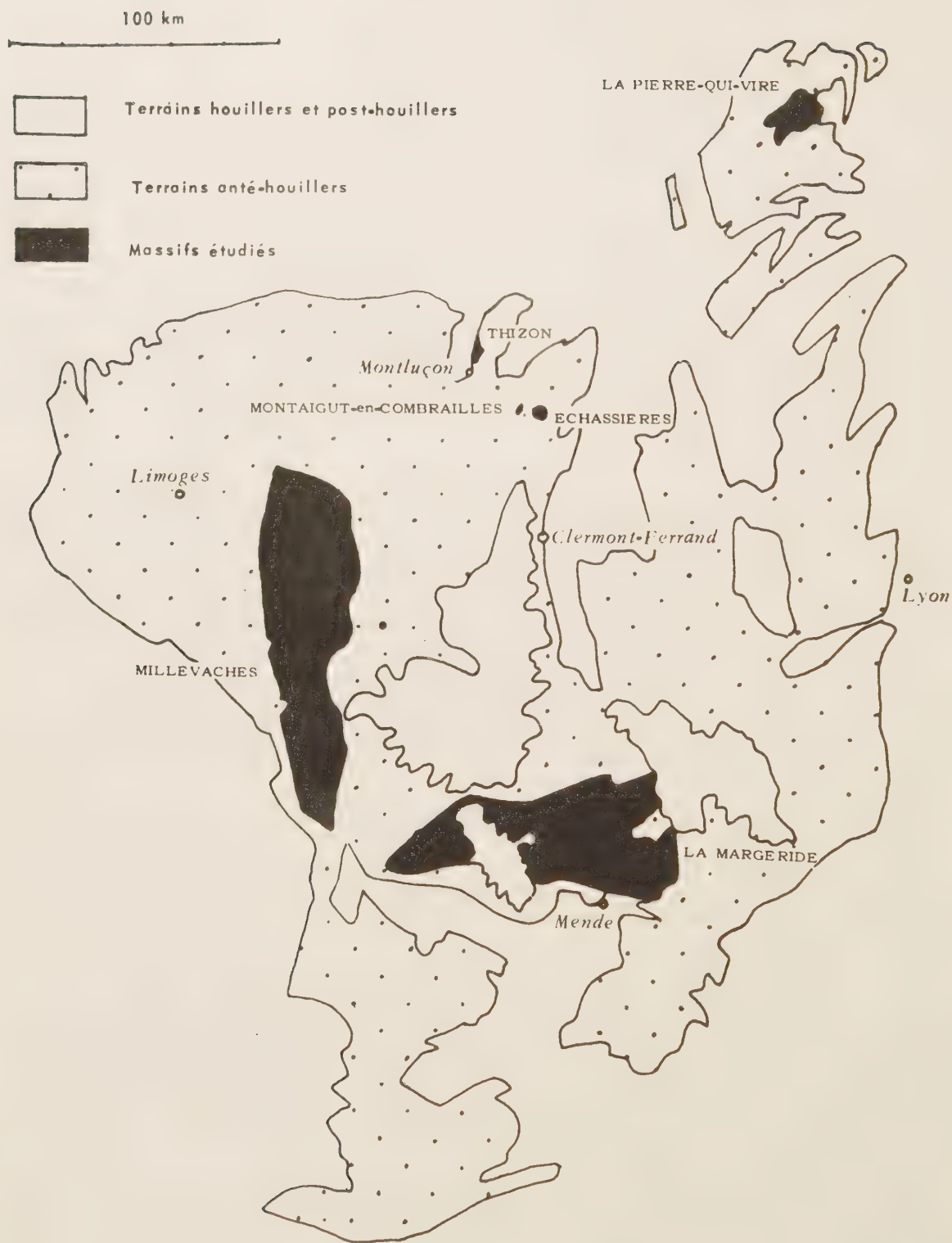
- Les leucogranites d'Echassières, riches en muscovite, localement greisenisés et kaolinisés,
- les leucogranites de Montaignut-en-Combrailles, à grain très fin, pauvres en muscovite,
- les leucogranites de la Pierre-qui-Vire, qui présentent une très grande variété de structure,
- les leucogranites de Thizon, riches en muscovite et qui contiennent des enclaves syénitiques dépourvues de muscovite.

Pour l'étude des *leucogranites en masses ou en filons, associés aux grands massifs granitiques et granodioritiques* j'ai choisi le Massif de la Margeride.

Pour l'étude enfin, des *leucogranites en massifs complexes*, j'ai pris comme exemple le Massif de Millevaches, considéré en France, comme le type même des complexes granitiques. Il comporte des leucogranites autochtones associés à de grands panneaux de schistes cristallins et des leucogranites de type intrusif et syntectonique.

Les échantillons prélevés ont été soumis à différentes analyses. Les premiers résultats m'ont conduit à multiplier les analyses modales, réalisées au compteur de points, dont les données, apparemment très dispersées, marquaient une évolution dans les compositions minérales. L'opération consistant à faire la moyenne des modes d'échantillons différents, même prélevés en des points très proches, banalisait ces résultats. J'ai donc évité cette opération et exécuté les comptages sur des lames minces taillées selon trois plans perpendiculaires dans des échantillons de taille normale. Le nombre de lames minces a été déterminé en fonction du grain selon les données de J. Jung et R. Brousse (1959).

Une méthode semblable de prélèvement était irréalisable pour les analyses chimiques. Chaque fois que l'affleurement l'a permis j'ai opéré, afin de réduire le nombre d'analyses, des prélèvements statistiques, prélèvements d'échantillons à distance régulière sur les affleurements linéaires ou dans les carrières, prélèvements par rainurage dans le cas des roches meubles (kaolins ou épisyénites) - Il n'est donc pas question de rechercher une identité parfaite entre les résultats



LOCALISATION DES MASSIFS ETUDIÉS DANS LE MASSIF CENTRAL.

de l'une ou de l'autre méthode analytique - Mais la comparaison de ces résultats n'en est pas moins pleine d'intérêt. H. de la Roche (1964) a fait le tour de ce problème et après avoir souligné, d'une part les distorsions qu'entraîne l'usage d'une norme, d'autre part, le manque de précision ou plutôt de représentativité des analyses modales, il le résume par une image: « Par analogie avec les clichés photographiques, la différence entre norme et mode peut être comparée à celle qui existe entre une image nette mais déformée et une image non déformée mais floue dans bien des cas ». Les compositions chimiques ont été comparées aux modes par l'intermédiaire d'une *norme approchée* (voir page 49)

Les analyses chimiques ont été réalisées au Département de Géologie et Minéralogie par Mademoiselle J. Orliac et Mesdames F. Cantagrel et S. Pignide-Couturié.

Les dosages spectrométriques des oligoéléments suivants, Pb, Sn, Ag, Cu, Ni, Cr, Mo, W, ont été effectués par Mme C. Jamond dans le cadre d'un contrat passé entre le Commissariat à l'Energie Atomique et le Département de Géologie et Minéralogie.

Certains minéraux ont été séparés et analysés. L'indice de triclinicité des feldspaths potassiques a été déterminé par Mme J. Mergoil. L'analyse thermique différentielle du quartz de certains échantillons a été entreprise en collaboration avec M.C. Lévy du Bureau de Recherche Géologique et Minière dans le cadre de l'action concertée portant sur l'étude de la greisenisation et de l'albitisation des granites français.

Messieurs Capitant et Bahezre, du B.R.G.M. ont étudié certains minéraux à la microsonde électronique de Castaing.

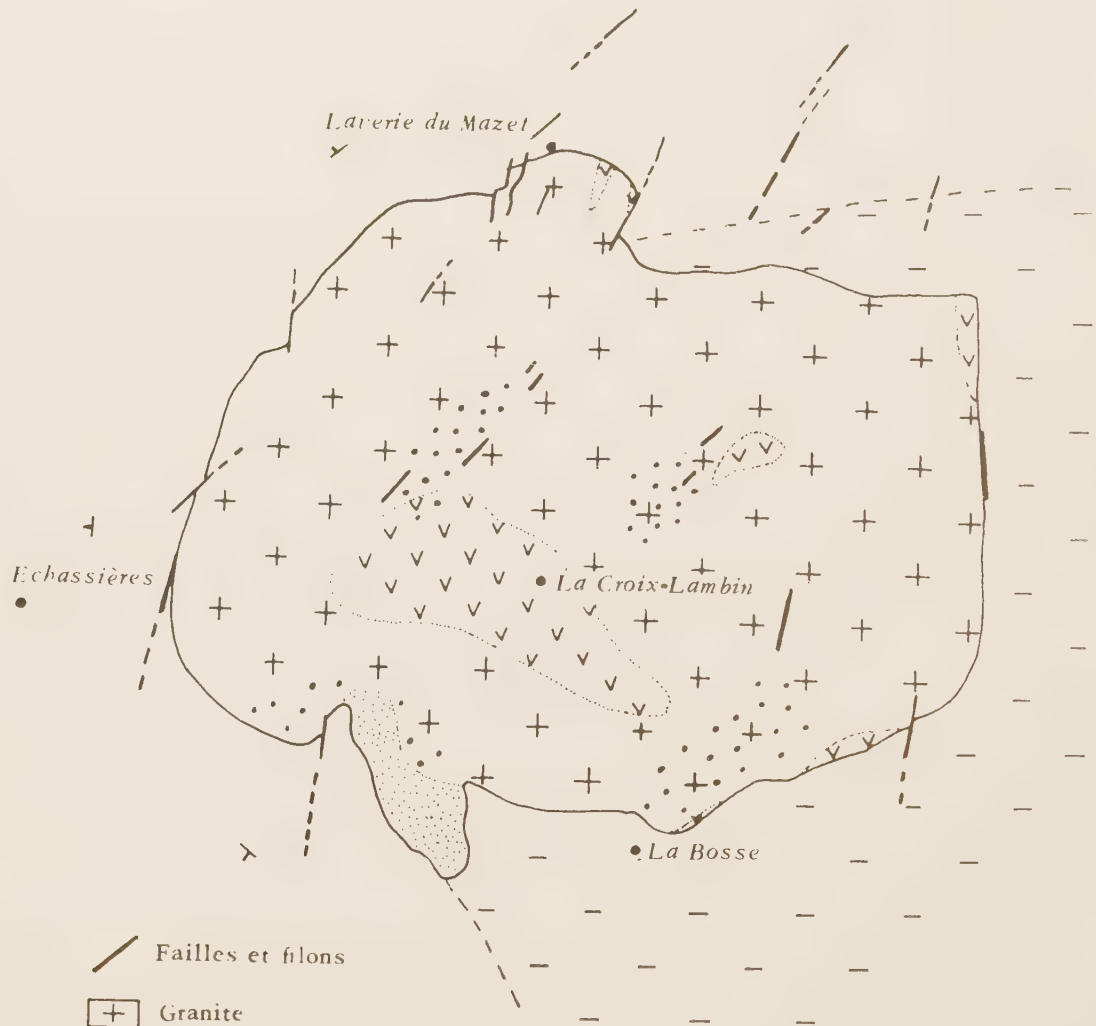
1^o PARTIE

LES LEUCOGRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS

CHAPITRE I

LES LEUCOGRANITES DU MASSIF
D'ECHASSIERES

LE MASSIF D'ECHASSIERES



-  Failles et filons
-  Granite
-  Aplites porphyriques de la Croix-Lambin
-  Stock de Beauvoir
-  Zones kaolinisées
-  Micaschistes de la série de la Sioule
-  Zone à staurotide dans les micaschistes

1 Km

I - GENERALITES

1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.

Le Massif d'Echassières est situé dans le département de l'Allier, à 50 km environ au Nord de Clermont-Ferrand, sur le plateau cristallin des Combrailles qui borde à l'Ouest la Limagne de Gannat et son appendice le golfe d'Ebreuil.

C'est un très petit massif, à peu près circulaire, dont le diamètre est de l'ordre de 3,5 km. Il domine la région comprise entre la vallée de la Bouble et les gorges de la Sioule et constitue le centre du réseau radiaire formé par les affluents de ces deux rivières. Aucune vallée ne le traverse, et il n'existe que très peu d'affleurements naturels en dehors de quelques boules disséminées à la surface du sol, dans la forêt. Aussi l'intérêt que lui ont d'abord porté les géologues tient-il surtout à la présence de zones kaolinisées, et de minéralisations en wolframite et en cassitérite, très tôt reconnues et exploitées.

2. HISTORIQUE.

La minéralogie, la métallogénie et la pétrographie du Massif d'Echassières ont inspiré un grand nombre d'auteurs.

L'Abbé Boudant (1867), de Gouvenain (1874), de Launay (1888), Bertrand (1893) s'intéressent au problème de l'origine des kaolins, ainsi que des minerais associés. Lacroix (1893-95-1908) étudie les compagnons de l'étain.

P. Termier (1902) annonce la découverte de néotantalite aux Montmins. E. Schnaebele (1922) décrit l'iodargyrite.

En 1945 R. Raguin étudie les minéralisations dans leur contexte, et cite le massif dans sa « Géologie des Gîtes minéraux » (1961).

G. Carrette (1946) montre que la minéralisation en wolframite est antérieure à certains types de granites et Peirard (1950) se penche également sur ce problème.

Les processus de remplacement des minéraux par d'autres et en particulier celui de la muscovitisation des feldspaths sont décrits en 1953 par J.L. Jaeger.

J. Nicolas et A. de Rosen (1963) découvrent toute une association de phosphates rares.

G. Aubert (Rapport BRGM inédit) démontre l'existence dans les greisens de deux sortes de micas, la muscovite et le lépidolite.

En 1963, J.M. Cantagrel fait la monographie géologique, pétrographique et minéralogique de la mine des Montmins et de son cadre géologique avant que l'abandon des exploitations ne voue à l'inondation les grandes carrières de la Bosse.

Dans la partie proprement pétrographique de son travail, J.M. Cantagrel décrit, en plus du faciès banal du granite d'Echassières, un faciès à structure microgrenue que je signalais (1963) dans une courte note.

A. Aubert, A. Autran et C. Burnol (1965) considèrent les greisens comme le produit de la transformation d'une albitite, provenant elle-même de la transformation d'un granite. A. de Rosen (1965) tout en distinguant un granite des Colettes, avec sa variante microgrenue et un granite de Beauvoir, souligne qu'ils « sont plus proches qu'ils ne le paraissent » et qu'il « est probable que le granite de Beauvoir n'est qu'une partie plus différenciée (enrichie en P, Li, Sn, Rb, Cs, Be) d'un batholite qui aurait la composition du granite des Colettes ». Elle donne par ailleurs une analyse très fine de l'auréole de métamorphisme, et étudie en détail les transformations, greisenisation, kaolinisation, silicification, subies par les granites.

Le cadre structural du massif d'Echassières a été établi par L. de Launay en 1888. Il faut attendre 1936 pour que J. Jung et M. Roques définissent la série cristallophyllienne de la Sioule et soulignent sa disposition inverse, entrevue aux Colettes par L. de Launay. C'est le point de départ d'une série de travaux régionaux.

J. Richard (1938) attribue l'inversion à un renversement tectonique et Demay (1948) date du Précambrien la série qui, selon lui, constitue la nappe de la Sioule.

A partir d'une analyse structurale et pétrographique très fine, J. Grolier (1965) trace le cadre du massif. Il s'est mis en place dans la série de la Sioule, à l'intersection de deux plis : l'un axé à 10° , l'autre à 120° , et au coeur de l'« antiforme de la Bosse », structure constituée par un coeur de micaschistes qui plongent sous les thèmes plus métamorphiques de la série.

Le massif d'Echassières est circonscrit dans ces micaschistes. Il est nettement discordant et, pour J.M. Cantagrel, « sa nature intrusive n'a jamais fait de doute pour personne ». J. Grolier refuse cependant de lui appliquer l'adjectif intrusif, le réservant, après E. Wegmann, aux corps plutoniques qui dérangent leur bordure. A. de Rosen (1965) montre que les enclaves que contient le granite sont disposées de manière quelconque, et J. Grolier (1965) propose le processus de magmatic-stopping pour expliquer sa mise en place. A l'observation, les bords du massif sont verticaux. Cependant, J.M. Cantagrel, à partir des anomalies de Bouguer représentées sur la carte gravimétrique publiée par le FRGM (1956) et d'un profil électrique effectué par la Compagnie Minière des Montmins, conclut à l'existence d'une masse granitique beaucoup plus étendue dont le Massif d'Echassières ne serait qu'une excroissance, une « bosse ».

L'âge de la série de la Sioule n'est pas connu avec certitude. Pour J. Grolier (1965) elle est peut être infracambrienne. Le granite d'Echassières lui est évidemment postérieur. Y. Vialette (1962) date du Westphalien terminal (300 M.A.) le lépidolite des greisens de Beauvoir par la méthode Rb/Sr. Cet âge n'est sans doute pas très différent de celui de la mise en place du granite.

3. CONNAISSANCES ACQUISES.

Le massif d'Echassières s'est mis en place avec des contacts nets et discordants dans les micaschistes placés au coeur de l'antiforme de la Bosse, structure fondamentale de la série inverse de la Sioule. Le « magmatic stopping » a accompagné sinon déterminé sa mise en place comme en témoigne la disposition désordonnée des enclaves de micaschistes. Son âge est vraisemblablement westphalien terminal.

Il est constitué par le granite des Colettes, à grain moyen ou gros, localement kaolinisé et qui prend, par endroit une structure porphyrique, et par l'ensemble de Beauvoir qui comprend des albitites et des greisens à grain beaucoup plus fin que celui du granite des Colettes.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1 - LES DIFFERENTS TYPES, LEURS CONTACTS ET LEURS ENCLAVES.

Le granite des Colettes

La masse principale du massif est constituée par un granite rose, équant, isogranulaire, à grains de grande taille de l'ordre du cm (fig.1, pl.I). Il renferme une forte proportion de muscovite et des quartz dihexaédriques parfaitement formés que l'on observe aisément dans les arènes ou les zones kaolinisées. Il correspond exactement à la définition des « granulites » par Michel Lévy (1875) et on le connaît dans la littérature géologique sous le nom de « granulite » des Colettes, ou « granulite » d'Echassières.

Au Nord du massif son contact avec les micaschistes est visible dans le talus de la route privée de la Compagnie Minière des Montmins, à 300m environ à l'Est de la laverie. Ce contact est sensiblement vertical.

Aux abords du granite, les micaschistes plus ou moins phylliteux, ont une composition minérale à quartz, oligoclase, biotite, muscovite, andalousite et cordiérite (analyses modales 36 et 37).

La staurotide a été signalée par J. Grolier (1965) et la sillimanite par A. de Rosen (1965). Cette paragenèse est caractéristique du « faciès amphibolite » de P. Eskola, et plus précisément du faciès « cornéenne à hornblende » pour les roches pélitiques à excès de silice, définies par Fyfe, Turner et Verhoogen (1958).

Sur une épaisseur de 2m au contact du granite les micaschistes perdent leur foliation. On y voit de petits amas leucocrates, formés de granules de quartz, de cristaux xénomorphes d'oligoclase séricitisés, avec quelques micropéridites, noyés dans une masse de biotite et de muscovite où s'individualisent de grands prismes presque totalement phyllitisés d'andalousite rose et de cordiérite. La proportion d'apatite est anormalement forte (analyse modale 35).

Sur quelques décimètres, au contact immédiat du granite, apparaît une foliation fruste due à l'alternance de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques, sans que la composition minérale globale soit modifiée. Ce faciès que l'on peut qualifier de gneissique, n'apparaît pas sur toute la hauteur du contact, il est limité à un niveau de quelques décimètres, sa foliation et ses limites sont parallèles à la foliation générale des micaschistes. Il est cependant assez différent des niveaux quartzo-feldspathiques qui alternent dans les micaschistes avec les niveaux strictement phylliteux. La trame micacée est très floue. D'autre part, les analyses chimiques montrent que l'ensemble des micaschistes, quel que soit le faciès, est très enrichi en soude au contact du granite.

Les amas quartzo-feldspathiques des cornéennes micacées et les lits leucocrates, ne sont pas le résultat d'une imprégnation directe par le granite ; les feldspaths potassiques y sont en effet assez rares, mais l'influence du granite n'y est pas moins marquée par une métasomatose sodique. Cette métasomatose est peut être à rattacher aux transformations tardives du granite qui entraînent, on le verra, l'évacuation d'une partie de son stock de soude.

On peut également envisager la possibilité que ces amas et ces lits soient le produit d'une fusion sélective de la roche, d'une anatexie, telle que l'ont réalisée, en laboratoire H.G.F. Winkler et H. von Platen (1958).

A son contact Sud avec les micaschistes, dans les carrières de la Bosse, le granite renferme des enclaves de micaschistes à deux micas et andalousite. Elles sont de taille variable atteignant 3m^3 et de disposition quelconque. Leur composition ne diffère pas sensiblement de celle des micaschistes de la bordure (analyses modales n° 31, 32, p. 43).

A côté de ces grandes enclaves et réparties uniformément dans le massif on rencontre des loupes surmicacées de quelques cm^3 formées essentiellement de biotite et de muscovite avec très peu de quartz (analyse modale 33, p. 43). Une bonne partie de la muscovite constitue des agrégats de forme rectangulaire, représentant de toute évidence des fantômes de silicates d'alumine. La paragenèse des loupes surmicacées les place, comme les micaschistes de la bordure et les panneaux de la Bosse, dans le faciès « cornéennes à hornblende » pour les roches pélitiques à excès de silice. Leur teneur beaucoup plus faible en quartz leur donne cependant une forte originalité. Cette observation est à rapprocher de celle de A. de Rosen (1965) qui décrit une frange très mince de « biotitites » autour du granite de Beauvoir.

Dans son étude des granites circonscrits, J. Didier (1963) a décrit des loupes surmicacées comparables, encore que souvent à biotite seule. La présence fréquente de minéraux comme le corindon et le spinelle, lui permet de les considérer comme le résidu de l'anatexie de roches alumineuses. D'autre part il a observé dans le granite du Velay, que les enclaves de gneiss étaient entourées d'un liseré surmicacé réalisant une transition parfaite aux loupes surmicacées elles-mêmes. Aussi pense-t-il que cet enrichissement en biotite peut être le résultat d'une anatexie commençante des gneiss enclavés.

Si le métamorphisme dû au magma n'a pas atteint l'intensité suffisante pour produire une anatexie des roches encaissantes, il faut supposer, comme l'a fait J. Didier (1963) dans son étude des enclaves du granite du Sidobre, que les loupes surmicacées ont été charriées par le magma et proviennent d'une zone où se produisait l'anatexie.

Les aplites porphyriques de la Croix-Lambin et leurs enclaves.

Le massif d'Echassières comprend un faciès plus fin, porphyrique, à phénocristaux de quartz dihexaédriques et de feldspaths dans une pâte quartzo-feldspathique à grain fin de 0,10 à 0,50 mm (fig. 2, pl. 1). Il renferme des cristaux automorphes de cordiérite pinitisée atteignant 1 cm. J. M. Cantagrel a décrit ce faciès sous le nom de « granite microgrenu ». Bien qu'un peu elliptique cette appellation convient bien au caractère ambigu de cette roche qui, macroscopiquement, se distingue très mal du granite des Colettes et qui, longtemps, est passée inaperçue en tant que faciès particulier.

En réalité, comme l'a souligné A. de Rosen (1965) elle n'a, en aucun cas, l'aspect d'un microgranite. J'ai retrouvé, dans le massif de la Pierre-qui-Vire, un faciès identique que l'on voit passer de façon graduelle, par disparition des grands cristaux, à une roche typiquement aplitique, à grain fin compris entre 0,1 et 1 mm. Aussi est-il préférable de donner à ces roches le nom d'*aprites porphyriques*. Je les ai découvertes au cœur du massif, au Nord du carrefour de la Bosse, à l'Est du hameau de la Croix-Lambin. Elles se présentent en boules disséminées en forêt dans une zone elliptique de 1 km sur 300 m environ et il est tout à fait impossible de voir en cet endroit quels sont leurs rapports avec le granite des Colettes.

Ceux-ci apparaissent dans l'affleurement dégagé par la route privée de la Compagnie Minière des Montmins et dont j'ai déjà parlé plus haut. On y voit un contact triple entre les aprites porphyriques, le granite et les micaschistes. Le contact entre les micaschistes et l'aprite est très net à l'affleurement, et le reste à l'échelle microscopique. Cependant sur une frange de 5 cm environ, l'aprite porphyrique est anormalement riche en prismes de cordiérite pinitisée. Elle est pauvre en perthite et elle renferme de l'andalousite (fig. 4 et 5, pl. 1), (compositions modales 14, 15, p. 40). Il faut bien admettre ici une contamination des aprites par les micaschistes.

La parenté entre le granite et l'aprite est telle que leur contact est difficile à situer. Sur une série de lames minces la transition apparaît progressive mais rapide.

Elle s'opère sur 20 cm environ et se traduit par une disparition graduelle de la mésostase aplitique qui n'apparaît bientôt plus qu'en inclusions dans les feldspaths du granite des Colettes.

A 50 m à l'Ouest du contact, en plein dans le granite des Colettes, les aplites porphyriques constituent un panneau subvertical qui se marque simplement par un aspect plus compact. Ce n'est qu'à la loupe ou au microscope qu'apparaissent d'étroites cloisons de minéraux de petite taille (fig 1, pl.II).

J'ai retrouvé les aplites porphyriques silicifiées ou greisenisées, près de la bordure Sud du massif aux environs du point côté 729. Elles se présentent en blocs disséminés sur le sol et je n'en ai pas vu à l'affleurement. L'un de ces blocs montre un contact très franc avec les micaschistes (fig.3, pl.I).

La réalisation d'un programme de tranchées et de forages par le BRGM permettra, sans doute, de mettre en évidence d'autres localisations et de préciser le gisement des aplites porphyriques de la Croix-Lambin.

En résumé les aplites porphyriques sont très proches du granite des Colettes auquel elles constituent localement une bordure. On les trouve en panneau dans le granite et leurs relations avec lui montrent qu'elles sont, en toute rigueur, antérieures au granite.

Elles renferment des enclaves surmicacées de quelques cm³ qui ont la même composition (composition modale n° 34, p 43) et posent le même problème que celles que contient le granite.

Les albitites et les greisens de Beauvoir

Le greisen de Beauvoir est localisé à la limite Sud du Massif où les carrières du Suquet et de l'Eperon découvrent ses contacts avec les micaschistes enrichis en topaze et en apatite. Son grain nettement plus fin le distingue sans ambiguïté du granite des Colettes.

G. Aubert, A. Autran et C. Fumol (1965) décrivent la roche mère de ce greisen sous la nom d'« albitite de Beauvoir ». Elle est constituée par de l'albite, du lépidolite et du quartz représentant 90 à 95 % du volume total. A ces composants majeurs s'ajoutent : orthose, topaze, apatite, montebrasite, fluorine, ferberite, cassitérite, néotantalite et béryl. Ils considèrent que cette albitite est vraisemblablement le résultat de l'évolution d'un granite comme en ont décrit A.A. Beus, E.A. Severov et A.A. Sitnin.

Ils ont observé des enclaves de granite d'Echassières dans l'albitite de Beauvoir ce qui établit sa postériorité. Dans la masse des greisens sont pris des boules et des panneaux à contours très nets d'une roche blanche à gros grain. Elle contient des quartz globuleux de 0,5 à 1 cm, cimentés par une pâte fine de quartz, de muscovite, de lépidolite et de topaze. La taille, la forme et la répartition des quartz globuleux rappellent le granite des Colettes et il s'agit vraisemblablement d'enclaves de ce granite greisenisé avec l'albitite.

Les aplites porphyriques de l'Eperon

Elles forment un stockwerk dans les micaschistes près des greisens de Beauvoir. Ce sont des roches leucocrates de structure porphyrique où les phénocristaux de perthite qui atteignent 2 cm, et de quartz, plus petits, sont pris dans une pâte aplitique à grain de 0,20 à 1 mm. Elles renferment des enclaves de micaschistes à cordiérite, andalousite, biotite, muscovite et quartz qui parfois contiennent des filonnets de quartz à wolframite (fig.6, pl.I). C'est d'une telle observation que G. Carrette a conclu à l'antériorité d'une phase au moins de la minéralisation en wolframite sur la mise en place de certains faciès granitiques du Massif.

Je n'ai pu observer de contact entre ces aplites porphyriques et le granite des Colettes. En ce qui concerne leurs relations avec l'albitite de Beauvoir, G. Aubert m'a signalé qu'il avait vu celle-ci les recouper nettement au niveau du gradin inférieur de la découverte, maintenant noyé.

Granites kaolinisés et silicifiés

Le granite des Colettes est kaolinisé en zones réparties selon la fracturation du massif, et en relation avec les filons de quartz. L'aspect chimique de cette transformation fera l'objet d'un prochain paragraphe.

La greisenisation affecte essentiellement le stock de Beauvoir. Cependant, dans la forêt des Colettes, à proximité de la zone kaolinisée de la Bosse, on peut observer des boules d'aprites porphyriques greisenisées. Elles peuvent être également silicifiées et, dans ce cas, elles ne contiennent pas plus de muscovite que les aprites voisines, non silicifiées, mais leur teneur en quartz atteint 80 %.

2 - LES MINÉRAUX CONSTITUANTS ET LEURS RELATIONS.

Le quartz

Les quartz dihexaédriques caractérisent aussi bien le granite des Colettes que les aprites porphyriques de la Croix-Lambin. Leur taille est voisine de 0,5 cm. En lame mince on distingue parfois des zones avec des inclusions de très petits cristaux d'albite. Ces mêmes cristaux sont repérables dans les boules des greisens à quartz globuleux de Beauvoir où les feldspaths inclus sont les seuls à n'avoir pas été transformés par la greisenisation (fig.6, pl.II).

Un deuxième type de quartz correspond à de petits grains de 50 μ environ, qui entrent dans la composition de la pâte des aprites porphyriques. On les trouve associés à de petits cristaux d'albite, aussi bien en cloisons entre les grands cristaux feldspathiques, qu'en inclusions dans ceux-ci (fig.1.2.3, pl.II). Ces inclusions dessinent quelquefois dans les perthites les formes très nettes d'un cristal automorphe (fig.3, pl.II). Très rarement enfin le quartz et la perthite s'associent pour donner une micropegmatite.

Une étude comparée des températures d'inversion des quartz des granites, microgranites et greisen, a été réalisée sur l'installation de micro ATD du PRGM. On sait depuis les travaux de Sabatier et Wyart (1955) que cette température d'inversion est fonction de la concentration en sodium du milieu de cristallisation (le gel-mère) et non directement de la température de cristallisation comme le pensaient Keith et Tuttle (1954). On peut tout au moins supposer que la position et la forme du pic d'inversion reflètent les conditions de cristallisation qu'elles soient. Les pics des quartz des granites et des aprites porphyriques sont parfaitement superposables avec une pente ascendante douce et une chute rapide à la fin de la transformation. Il est vraisemblable que les conditions de cristallisation étaient les mêmes. Au contraire les pentes du pic d'inversion des quartz de greisen présentent une symétrie par rapport au sommet qui distingue très nettement ce type de quartz des précédents.

Les feldspaths

Les *feldspaths potassiques* sont des microperthites maclées suivant la loi de Carlsbad qui ne présentent jamais de moirage dans le microgranite, et rarement dans le granite. Les cristaux sont de grande dimension et généralement automorphes ou subautomorphes.

Leurs caractéristiques sont les suivantes :

Perthite du granite des Colettes = angle d'axe - 2V = 65° à 70°
= indice de triclinicité = 78
= pourcentage d'albite virtuelle = 16 %.

Perthite des aplites porphyriques de la Croix-Lambin = angle d'axe - 2V = 54° à 56°
= indice de triclinicité = 0
= pourcentage d'albite virtuelle = 34%

Les angles d'axes ont été mesurés sur l'ensemble des échantillons.

Les indices de triclinicité ont été déterminés par Mme Mergoïl et la composition chimique obtenue par voie chimique, par Mme Cantagrel, sur des échantillons provenant de la forêt des Colettes, près de la D 129, à 800 m au Nord du carrefour de la Fosse où les roches sont les plus fraîches. L'extraction des feldspaths potassiques a été réalisée par densité dans une liqueur à base de tétrabromoéthane (J. Orliac, 1962) sur la phase granulométrique 80-100 meshes permettant d'éliminer au maximum les inclusions et de conserver les films d'albite de la perthite. A titre indicatif, le coefficient de T.W.F. Barth s'établit entre 0,16 et 0,18 pour le granite et entre 0,34 et 0,38 pour les aplites porphyriques. Selon son « thermomètre » la température de cristallisation serait de $400-420^{\circ}$ pour le granite et $580-600^{\circ}$ pour les aplites porphyriques. Il n'est pas question ici de discuter la valeur de cette méthode. On sait que les critiques ont porté sur la trop grande importance donnée à la température devant la composition chimique du milieu de cristallisation (H.G.F. Winkler 1961) et aussi, et ces critiques se justifient parfaitement dans le cas présent, sur le fait que cette méthode suppose négligeables les transformations subies par les minéraux du fait d'un échange d'ions (G. Debron, 1965).

Les perthites des aplites porphyriques de la Croix-Lambin et plus rarement des granites ont des bordures très poecilitiques et contiennent des inclusions de quartz et d'albite délimitant parfois les formes d'un cristal automorphe. La micropertithe poecilitique et le coeur du cristal ont les mêmes caractères optiques (fig. 3 - pl. II). Cette figure peut être interprétée, soit comme la combinaison d'un phénocrystal limité par la frange d'inclusions et d'un phénoblaste développé dans la mésostase et aux dépens de celle-ci, soit encore comme le résultat de la cristallisation simultanée du feldspath potassique et de ses inclusions avant la cristallisation en masse de la pâte. L'observation, exceptionnelle il est vrai, de cristaux dont la périphérie au-delà de la frange d'inclusions n'est pas poecilitique, rend la seconde solution plus vraisemblable. Des aspects analogues seront discutés au moment de l'étude du massif de la Pierre-qui-Vire.

La photographie montre également que les cristaux d'albite inclus dans la perthite sont totalement indépendants des films albitiques d'exsolution. La cristallisation séparée de l'albite et des feldspaths potassiques a posé un problème à N.L. Bowen et O.F. Tuttle (1958). Leurs expériences sur le système Q-Ab-Or-Eau montrent en effet que cette cristallisation séparée ne peut se faire que pour des pressions d'eau dépassant 3600 bars. H. von Platen (1965) vient d'apporter de nouvelles possibilités de solution à ce problème. Par adjonction d'anorthite en proportions variables ou par introduction d'HCl ou de HF dans la phase fluide, il a obtenu des séquences de cristallisation différentes. Ainsi, dans un système Q-Ab-Or-An-H₂O-HF, où le rapport Ab/An est de 8, avec une concentration de 0,5 m HCl, le quartz cristallise d'abord puis le quartz et les plagioclases, enfin les feldspaths alcalins avec les plagioclases.

Il convient de souligner que les perthites sont, aussi bien dans le granite que dans les aplites porphyriques de la Croix-Lambin, envahies par une muscovite xénomorphe qui n'a rien de commun avec les paillettes de séricite habituelles dans les albites. La muscovite est, dans ce cas, une association symplectique avec le quartz comme on l'a vu au paragraphe précédent.

L'albite se présente en petits grains de 0,05 à 0,10 mm dans la pâte aplitique ou en inclusion dans les perthites poecilitiques. Elle constitue aussi des cristaux plus grands, de 0,5 à 1 cm, maclés selon les lois de l'albite et du péricline qui, dans les aplites porphyriques, sont criblés d'inclusions de quartz et d'albite de petite taille semblables aux éléments de la pâte et dont l'orientation est tout à fait quelconque (fig. 2, pl. II). Ces grands cristaux sont bien zonés et la composition varie entre An 10 pour le coeur séricitisé et An 0 pour les bords. Dans le granite des Colettes, l'albite ne présente en général pas d'inclusion. La composition

déterminée par la méthode de l'angle d'extinction sur les sections perpendiculaires à (001) et (010) varie également entre An 10 au centre et An 0 sur les bords. Mais il n'y a pas de zone à proprement parler, la variation est très régulière et se traduit par une extinction roulante.

Dans les perthites, en plus des classiques films d'exsolution, l'albite forme des nuages à contours flous ou en dents de scie. Elle se présente alors avec les macles de l'albite seulement. Les proportions d'albite et de feldspath potassique, selon les cristaux, sont très variables dans une même lame mince. Sur des secteurs de même orientation cristallographique l'albite constitue entre 10 et 70 % du volume des cristaux mixtes. Dans la plupart des cas, c'est le cristal d'albite qui paraît dissocié en flots noyés dans le feldspath potassique. Lorsque la proportion d'albite est plus importante, c'est le feldspath potassique qui semble être en reliques. Pour interpréter une telle structure, trois solutions se présentent :

- 1 - L'albite remplace la perthite
- 2 - Le feldspath potassique remplace l'albite.
- 3 - Il s'agit simplement d'une autre forme de perthite ou d'antiperthite.

L'impression générale est que l'albite remplace la perthite. Quelques remarques permettent d'arriver à cette conclusion de manière un peu moins subjective.

- Les petits cristaux d'albite, dans la pâte, ou en inclusions désordonnées dans les perthites, sont exempts de toute figure de substitution. Il en est de même pour les grands cristaux d'albite. Or, ces albites sont, la plupart du temps, au contact des cristaux mixtes, et on voit mal pourquoi seules certaines albites seraient substituées, alors que leurs voisins demeureraient intacts. Cela va à l'encontre de la deuxième solution.

- On observe sur une même plage, et les films perthitiques, et les nuages albitiques qui les oblitèrent, ce qui s'oppose à la troisième solution.

On ne peut trouver meilleure description de ce phénomène que dans la thèse de J. de Lapparent (1909), p. 71-80, à propos des microgranites ardennais.

« Quand la pseudomorphose est faible, le microcline est moucheté d'albite ... ces mouchetures augmentent de dimensions, se réunissent les unes aux autres, forment des taches qui, dans certains échantillons, vont jusqu'à absorber toute la masse du feldspath potassique. Mais il n'est pas rare de trouver, dans ces mêmes échantillons, au milieu des plages de cette albite spéciale, des facules de microcline non transformées. Pour la commodité du langage, je désignerai ce phénomène de pseudomorphose sous le nom *d'albitisation du feldspath potassique*, j'appellerai *albite de substitution* le produit de cette albitisation, réservant aux cristaux d'albite automorphe le nom *d'albite libre* ... »

Quant à R.M. Gates et P.E. Sheerer (1963) après avoir décrit les cristaux mixtes d'albite et de microcline du granite de Nonewaug, ils concluent : « La stabilité évidente des inclusions non orientées de plagioclase dans le microcline, là où les substitutions entre le microcline et l'albite sont également évidentes, conduit à la conclusion que le plagioclase remplace le microcline ».

Quelquefois l'albite constitue une frange en dents de scie autour du feldspath potassique. Ce phénomène sera étudié de plus près au moment de l'étude des granites de la Pierre-qui-Vire, où il est particulièrement évident.

L'albite elle-même est surtout remplacée par le mica blanc et le quartz, ou par la topaze dans les greisens.

Les micas

La biotite Elle ne se trouve que dans les aplites porphyriques de la Croix-Lambin et le granite des Colettes.

Elle se présente en très petits cristaux de 0,10 mm dans la pâte des aplites ou en inclusions dans les quartz et les feldspaths.

Elle est souvent, dans cette position, interstratifiée avec la muscovite. Elle constitue aussi de grandes paillettes de 0,5 cm environ. Dans le granite des Colettes on observe parfois

une décoloration le long des plans 001, avec une concentration de matière opaque dans les cli-vages. Il est remarquable que cette décoloration ne parte pas des bords du cristal - comme c'est en général le cas dans la transformation de biotite en chlorite - mais constitue souvent un halo au centre du cristal. A proximité des biotites décolorées on observe fréquemment de petits cris-taux de fluorine (fig.4, pl.II).

G. Aubert, A. Autran et L. Furnol (1965) signalent un remplacement de la biotite par la muscovite. Il est possible que la partie décolorée de la biotite soit constituée par une musco-vite, mais dans un cas similaire observé dans le granite de la Pierre-qui-Vire, une étude réali-sée par C. Bahezre (1965) avec la sonde de Castaing a montré qu'il n'en était rien. D'autre part la répartition des pourcentages de la biotite et de la muscovite dans les granites d'Echas-sières montre une grande stabilité de la biotite et l'absence de toute corrélation entre les propor-tions de biotite et de muscovite.

Compositions chimiques :

Analyse 3091: J. Orliac, 1965 = Biotite des aplites porphyriques de la Croix-Lambin,
500 m au Nord du carrefour de la Fosse.

Biotite du granite des Colettes, 500 m au N-NE du
Analyse 3092 J. Orliac, 1965 = carrefour de la Fosse.

Composition chimique			Formule sur la base 24 (O, OH)			
	3091	3092		3091	3092	
SiO ₂	36,75	36,55	Z	Si -	5,750	5,80
Al ₂ O ₃	23,15	23,25		Al -	2,250	2,20
Fe ₂ O ₃	5,20	7,80	Y	Al -	1,960	2,135
FeO	13,00	9,80		Fe ⁺⁺⁺	0,615	0,937
MgO	4,10	3,30	Y	Ti	0,130	0,134
CaO	0,60	0,60		Fe ⁺⁺	1,690	1,115
Na ₂ O	0,70	0,60	X	Mg	0,960	0,780
K ₂ O	11,80	12,20		Ca	0,085	0,047
TiO ₂	1,10	1,15	X	Na	0,205	0,174
P ₂ O ₅	0,15	0,15		K	2,340	2,450
H ₂ O +	1,95	1,80	(OH)	2,000	1,90	
H ₂ O -	0,20	0,20				

Le fluor n'a pas été dosé.

Dans ces formules l'apatite virtuelle a évidemment été éliminée.

Elles coïncident avec les données de S.R. Nockolds (1947) sur les biotites coexis-tant avec la muscovite dans les granites.

La muscovite : On plus des rares et très petites inclusions observées dans le quartz et les perthites, la muscovite constitue des plages xénomorphes atteignant 5 mm. Ses relations avec les feldspaths sont très remarquables. Elle donne l'impression d'envahir le feldspath où elle envoie des ramifications de forme quelconque, son aspect amiboïde étant particulièrement marqué sur les faces (001). La photographie (fig. 3, pl. II) montre une muscovite près d'une perthite bordée par une frange d'inclusions. On voit une excroissance de la muscovite associée à du quartz xénomorphe qui occupe un golfe entre deux indentations du mica, effacer cette frange. Cette figure me paraît témoigner d'un remplacement du feldspath par la muscovite et le quartz. Les compositions modales confirment, on le verra, cette origine en grande partie feldspathique de la muscovite. Ses relations avec l'albite sont moins claires. J.L. Jaeger (1953) note que « les filets de muscovite suivent d'une manière générale les réseaux d'albite de la microperthite. Il est visible que le mica blanc, parti ou non de plages contigües au feldspath, a pénétré dans la microperthite en suivant électivement l'albite ». De fait la muscovite dessine un réseau comparable à celui de l'albite dans la perthite ; mais certaines plages montrent le réseau de muscovite qui recoupe les veinules albitiques. Le développement de la muscovite paraît être, dans ce cas, postérieur à l'exsolution de l'albite.

Le réseau de muscovite s'arrête quelquefois devant les limites des albites en inclusion dans les feldspaths potassiques, en général lorsque ces limites correspondent au plan (010). Cela a été observé et souligné par A. de Rosen (1965) qui se fonde sur cette observation pour considérer le réseau muscovitique comme le « squelette » d'un cristal antérieur au feldspath potassique. Cet arrêt de la muscovite sur les faces des inclusions albitiques, pour être fréquent n'est pas général. Il arrive que la muscovite morde nettement sur l'inclusion. Cela est très apparent dans la partie Nord du champ de la photographie donnée par A. de Rosen.

Le réseau muscovitique s'établit également sur les taches d'albite de substitution ce qui permet de supposer que son développement est postérieur à l'albitisation du feldspath potassique. La muscovite xénomorphe auréole souvent des plages de muscovite de même orientation optique, interstratifiée avec de la biotite. Cette association est classiquement considérée comme « primaire ». Il est sans doute préférable de se borner à constater que la muscovite et la biotite se sont, à un moment donné formées ensemble, et qu'ensuite, seule la muscovite a poursuivi son développement.

La séricite des plagioclases constitue un autre type de muscovite, ainsi que la gigantomolite développée aux dépens de la cordiérite. Dans les analyses modales les séricites, trop fines, n'ont pas été comptées; la gigantomolite et les chlorites associées ont été comptées en cordiérite.

L'analyse de trois muscovites extraites de faciès différents du massif est donnée ci-dessous :

Analyse n° 2142 - Muscovite du granite des Colettes - Echantillon 6110
de J.M. Cantagrel - J. Orliac, 1962.

Analyse n° 2574 - Muscovite des aplites porphyriques de la Croix-Lambin
700 m au Nord du carrefour de la Bosse. S. Pignide-Couturié, 1964.

Analyse n° 2651 - Muscovite des aplites porphyriques silicifiées de la Bosse.
500 m au Nord du carrefour. J. Orliac, 1964.

Composition chimique				Formule sur la base de 24 (O, OH)				
	2142	2574	2651	2142		2574	2651	
SiO ₂	45,90	49,80	45,40	Z	Si	6,160	6,720	6,250
Al ₂ O ₃	31,80	29,85	32,65		Al	1,840	1,280	1,750
Fe ₂ O ₃	2,00	0,00	2,85	Y	Al	3,170	3,420	3,410
FeO	2,20	2,60	1,90		Fe ⁺⁺⁺	0,209	0,000	0,290
MgO	2,60	4,00	1,80		Fe ⁺⁺	0,250	0,290	0,210
CaO	0,30	0,80	0,30		Mg	0,522	0,805	0,364
					Ti	0,048	0,030	0,032
Na ₂ O	0,70	0,60	0,60	X				
K ₂ O	7,90	7,00	8,95		K	1,490	1,195	1,520
TiO ₂	0,50	0,30	0,40		Na	0,178	0,162	0,162
					Ca	0,002	0,040	0,001
P ₂ O ₅	0,10	0,40	0,20					
H ₂ O +	5,00	3,80	4,50		OH	4,48	3,42	4,025
H ₂ O -	0,40	0,20	0,60	or paragonite	11,6	11,9	9,6	

Le fluor n'a pas été dosé

Par rapport aux analyses citées dans Leer, Howie et Zussman (1962), les muscovites d'Echasnières ne présentent pas de caractère très particulier. On notera cependant la teneur en paragonite non négligeable, ainsi que le taux relativement faible de l'aluminium tétraédrique. La muscovite des aplites porphyriques est beaucoup plus magnésienne que celle du granite et ne contient pas de fer ferrique.

La quantité de Ca dans la formule est négligeable. La majeure partie de la chaux trouvée dans l'analyse provient en effet d'apatite dont le pourcentage varie de 0,20 dans la muscovite du granite à 1,10 dans celle de l'aplite porphyrique. Cette apatite correspond vraisemblablement à des fibres microscopiques d'un diamètre de 5 μ et d'une longueur de 50 μ environ, incluses dans les micas et ne pouvant être séparées.

Les caractères optiques de ces muscovites sont classiques - L'angle d'axe varie de -38° à -40° pour les muscovites du granite et des aplites porphyriques. Elle est de l'ordre de -38° pour la muscovite des aplites porphyriques silicifiées.

Le lepidolite : jaune ou paille, se présente seulement dans les greisens de Beauvoir. A. Aubert a noté qu'il était associé à de la muscovite banale. L'habitus des deux minéraux est fort différent. Alors que la muscovite se présente de la même manière que dans les granites, le lepidolite est en écailles de 0,5 à 3 mm dont l'aspect est celui d'une séricite géante. Il arrive aussi que la muscovite ait une frange de biréfringence et d'indice plus faible, probablement constituée par un lepidolite. Le lepidolite serait donc plus tardif que la muscovite.

Minéraux accessoires

La *cordiérite* est surtout caractéristique des aplites porphyriques de la Croix-Lambin où elle se présente en prismes de 5 à 10 mm de long. Dans le granite elle ne possède pas de forme propre et forme des nodules de 1 cm environ en association avec le quartz. Au contact du granite les micaschistes en contiennent jusqu'à 15%. Dans tous les cas elle est totalement phyllitisée (fig. 5, pl. II).

L'*andalousite*. Très abondante dans les micaschistes de la périphérie du massif, elle existe également dans les aplites porphyriques immédiatement au contact des micaschistes de la bordure Nord. Elle est franchement rose et, en lame mince, le coeur des cristaux présente un pleochroïsme intense, saumon selon np et jaunâtre selon ng ou nm. Elle est transformée en séricite et ne subsiste qu'en petits îlots dans les fantômes des anciens prismes (fig. 5, pl. II).

L'*apatite*. Elle est très abondante dans les greisens et dans les roches de la bordure, aussi bien les granites ou les aplites porphyriques que les micaschistes. Dans ce cas elle est en globules de 0,5 mm environ.

Au coeur du massif, le granite et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin en contiennent relativement peu. Elle présente deux habits différents, des globules de 0,5 mm, et de très fines aiguilles de 5μ de diamètre et 50 à 100μ de longueur qui constituent un feutrage dans le quartz et le mica. Comme elles sont très petites on peut les observer dans toutes les orientations. Les individus observés perpendiculairement à leur allongement présentent un point noir axial dû à la structure tubulaire décrite par Wyllie et Cox (1962).

La *topaze*. Son aire est limitée aux zones voisines des greisens de Beauvoir. Les micaschistes au contact des greisens et les greisens eux-mêmes peuvent en contenir jusqu'à 20% et selon J.M. Cantagrel, elle constitue parfois de véritables topazites. Elle n'est pas automorphe et paraît être développée comme la muscovite, aux dépens des feldspaths.

La *tourmaline* est assez rare dans le massif. On la trouve en petits nodules de structure orbiculaire disséminés à l'intérieur de la masse du granite. Le coeur riche en tourmaline et en quartz est entouré d'une écorce feldspathique. On n'y trouve ni biotite, ni muscovite. La tourmaline dessine dans l'écorce feldspathique un réseau monocristallin que J.M. Cantagrel a interprété comme le résultat d'une pénétration de la tourmaline dans les feldspaths. Cependant la localisation de la tourmaline au centre des nodules, et d'autre part, l'isolement de ces nodules dans le granite conduisent plutôt à les considérer comme le résultat d'une différenciation précoce et locale. Cette interprétation va à l'encontre de beaucoup d'observations. Je rappelle cependant que Goni et Guillemain (1964) l'ont émise pour expliquer des phénomènes analogues dans les pegmatites d'Alto-Ligenha au Brésil.

Zircon et allanite. Ces minéraux limités à des inclusions dans la biotite sont, comme d'habitude, très rares.

Minéraux opaques et divers. Ils ne constituent qu'une infime part de ces roches. Ils se présentent en général sous forme d'agrégats ou films colmatant les clivages des biotites altérées. Une mention spéciale revient à la cassitérite, abondante dans les greisens où elle est limpide et fortement zonée. Elle existe également dans les micaschistes de la bordure Nord du massif.

3 - COMPOSITIONS MODALES.

Les tableaux ci-dessous donnent la composition minérale des différents faciès du massif.

Granite des Colettes

Analyses	J.M. Cantagrel		J. Lameyre			
Numéros	1	2	3	4	5	6
<i>Quartz</i>	34	35,5	29,5	36	33	34
<i>Albite</i>	29,3	31,2	33	25,5	26,5	28
<i>Perthite</i>	25,4	24,6	27,2	21,5	25	28
<i>Biotite</i>	0,6	0,8	1,0	1	2,7	0,1
<i>Muscovite</i>	10,1	7,4	9,0	14,4	12	9,1
<i>Apatite</i>	-	-	0,2	0,4	0,3	0,4
<i>Opakes</i>	-	-	0,1	0,2	0,2	-
<i>Cordiérite</i>	-	-	-	1,0	0,3	0,4
<i>Divers</i>	0,3	0,4	-	-	-	-
Somme	99,7	99,9	100	100	100	100
SAT	38	38,8	33	43,5	39	37,5
COL	1	1,2	1,3	2,6	3,5	0,9
FEL	100	100	100	100	100	100

Localisation :

- 1 - Granite près de Fontbelle.
- Echantillon 62104 et analyse de J.M. Cantagrel.
- 2 - Granite à gros grain - Route Mazet - Montmins
- Echantillon 6110 et analyse de J.M. Cantagrel.
- 3 - A mi-distance entre la RN 687 et le village de Fontbelle
- Gannat U T M - 980/148
- 4 - Vieille carrière à 500 m au Nord du carrefour de la Bosse entre la RN 687 et la D 129.
- Gannat U T M 974/144.
- 5 - Blocs en forêt à l'Est de la D 129.
- Gannat U T M - 973/147.
- 6 - Affleurement le long de la route privée de la Compagnie Minière des Montmins
à 20 m du contact avec les micaschistes.
- Gannat U T M - 971,2/162,4.

Aplites porphyriques de la Croix-Lambin

Analyste	J.M. Cantagrel		J. Lameyre						
	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Quartz</i>	37,4	31,2	39	35	37,5	37	40	30,1	36
<i>Albite</i>	21,7	30,4	23,5	25,5	28	29	19	20,20	29
<i>Perthite</i>	31,5	24,1	19	24,5	21	22	32	44	1,3
<i>Biotite</i>	2,7	0,4	1,8	0,5	1,1	1,8	1,5	1,2	2,2
<i>Muscovite</i>	6,2	13,6	16	14	11,3	9,7	6,7	3,7	-
<i>Apatite</i>	-	-	0,4	0,2	0,3	0,5	0,3	0,2	6
<i>Opaques</i>	-	-	0,3	-	0,3	-	-	-	2,5
<i>Cordiérite</i>	-	-	-	0,3*	0,5*	-	0,5*	0,6*	11,5*
<i>Divers</i>	0,2	0,3	Topaze	-	-	-	-	Andal.	Andal.
Somme	99,7	99,8	100	100	100	100	100	100	100
SAT	41	36	48	41	43,5	42	45	32	54
COL	3	1	2,3	1	2,2	2,3	2,3	2	10,7
FEL	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Indice porphyrique	62,5	79,1	70	74	83,5	70,5	84	63	58

* La cordiérite est entièrement phyllitisée.

Localisation ;

- 7 - « Granite microgrenu » route Mazet-Montmins, non en place.
- Echantillon et analyse : J.M. Cantagrel.
- 8 - « Granite à deux micas » 800 m N NW de la Bosse.
- Echantillon et analyse J.M. Cantagrel.
- 9 - Bloc en forêt, à 50 m à l'Ouest de la route D 129 et 650 m au Nord du carrefour de la Bosse - Feuille Gannat U T M 970,5/ 145.
- 10 - Même site, à 10 m.
- 11 - Même site à 50 m à l'Est de la route D 129.
- 12 - Même site à 50 m à l'Est de la route D 129, et 100 m au Nord.
- 13 - Granite à cloisons aplitiques inapparentes macroscopiquement.
50 m du contact avec les micaschistes, route privée de la Compagnie Minière des Montmins - Gannat U T M 971/ 162,4.
- 14 - A 10 cm du contact avec les micaschistes - Gannat U T M 971,5/ 162,5.
- 15 - Au contact immédiat des micaschistes - id-.

Aplites porphyriques de l'Eperon et autres aplites.

Numéros	16	17	18	19	20
Opérateurs	J.M. Cantagrel	J. Lameyre		J.M. Cantagrel	
<i>Quartz</i>	6,4	19,5	43,6	36,4	39,2
<i>Albite</i>	73,8	38	27,5	31,7	42,0
<i>Perthite</i>	2,6	22,5	13,5	18,6	4,2
<i>Biotite</i>	-	4,2	1,1	-	-
<i>Muscovite</i>	7,1	15,6	14,2	13,1	13,9
<i>Apatite</i>	-	-	0,1	-	-
<i>Opagues</i>	-	-	-	-	-
<i>Cordiérite</i>	-	-	-	-	-
<i>Divers</i>	Topaze 8,6 1,2	Topaze 0,2	Topaze traces		0,5
Somme	99,7	100	100	99,8	99,8
SAT	7	24,5	51	41,9	45,9
COL	0	4,2	1,2	0	0,5
FEL	100	100	100	100	100

Localisation :

- 16 - Aplite filonienne dans micaschistes - La Bosse.
Echantillon n° 62.125 et analyse de J.M. Cantagrel.
- 17 - Aplite porphyrique en filon dans les micaschistes, gradin médian
de la découverte de la Bosse - Gannat U T M 965,5/141
- 18 - id -
- 19 - Granite à grain fin au sud du Mazet. Echantillon n° 6237 et analyse
de J.M. Cantagrel.
- 20 - Aplite au nord de Fontbelle.
Echantillon n° 6216 et analyse de J.M. Cantagrel.

Greisens

Numéros	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Analyste	J.M. Cantagrel	J. Lameyre								
<i>Quartz</i>	65,5	60	56	58	59,5	80	79	76	80	60,5
<i>Albite</i>	-	-	10,6	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pertbite</i>	-	-	3,1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Micas blancs</i>	34,1	38,5	17	42	40,2	19,6	20,4	9,8	18,5	39,2
<i>Apatite</i>	-	très peu	0,3	-	-	-	-	0,6	-	-
<i>Opakes</i>	-	Cassit.	-	-	0,3	0,2	0,3	-	1,5	0,3
<i>Divers</i>	0,3	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Topaze</i>		très peu	13	-	très peu	0,2	0,3	13,6	-	-
Somme	99,9	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Localisation :

Greisens de Beauvoir :

21 - Carrière du Suquet

- Echantillon n° 62133 et analyse de J.M. Cantagrel.

22 - Carrière des kaolins de Beauvoir

- Echantillon n° 6208 de J.M. Cantagrel.

Greisens à quartz globuleux enclavés dans les greisens de Beauvoir :

24 - Boule. Carrière du Suquet

25 - - id - (à quartz zonés)

26 - Panneau. Carrière de la Bosse.

Parement ouest de la découverte, niveau inférieur.

27 - Boule. Carrière de la Bosse.

28 - Boule. Le Suquet, même localisation que le 24.

Greisens à quartz globuleux extérieurs à la zone de Beauvoir

29 - Aplite porphyrique de la Croix-Lambin, silicifiée, Blocs en forêt à 20 m à l'est de la route D129 et 500 m au nord du carrefour de la Bosse (Gannat UTM 972/143).

30 - Greisen près du point coté 729, 200 m à l'ouest du carrefour de la Bosse (Gannat UTM 975,5/139).

Enclaves de schistes cristallins et micaschistes de bordure.

Numéros	31	32	33	34	35	36	37
<i>Quartz</i>	23	24,5	12	10	28,50	25,70	47,50
<i>Plagioclase</i>	-	-	-	-	18,75	-	23,5
<i>Perthite</i>	-	-	-	-	4	-	-
<i>Biotite</i>	20,5	31	31	30,5	2	17,20	1
<i>Muscovite</i>	45,5	18	25	36	15,50	42,50	10
<i>Andalousite</i>	7,5	24	30(*1)	20(*1)	7(*1)	12	1,5
<i>Cordiérite</i>	-	-	-	-	19(*2)	-	15,5(*2)
<i>Opakes</i>	3,00	1,50	1,50	2	1,75	2,30	1(*3)
<i>Apatite</i>	0,50	1	0,50	1,50	3,50	0,30	traces
Somme	100	100	100	100	100	100	100
(*1) Andalousite entièrement remplacée par agrégats micacés. (*2) : Cordierite remplacée par gigantalite et chlorophyllite, mais reconnaissable. (*3) : dont 2 grains de cassitérite.							

Localisation :

- 31 - Micaschistes en panneaux dans le granite.
Carrière de kaolin de la Bosse. Gannat UTM 974/140,5.
- 32 - id -
- 33 - Loupe surmicacée dans le granite des Colettes.
Vieille carrière à 500 m au nord du carrefour de la Bosse, entre la RN 687 et la D 129 - Gannat UTM 974/144.
- 34 - Loupe surmicacée dans les aplites porphyriques de la Croix-Lambin.
Bord de la D 129 à 650 m au nord du carrefour de la Bosse.
Gannat UTM 970,5/145.
- 35 - Micaschiste au contact du granite. Affleurement de la route privée de la Compagnie Minière des Montmins.
Gannat UTM 971,5/162,5.
- 36 - Micaschiste à 50 m du contact, faciès phylliteux.
Gannat UTM 972/164
- 37 - Micaschiste à 80 m du contact faciès quartzo-feldspathique
Gannat UTM 972/164,5.

L'étude pétrographique met en évidence la parenté étroite entre le granite des Colettes et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin. Le passage de l'un aux autres, rapide mais progressif se traduit essentiellement par la variation de l'indice porphyrique. A l'intérieur de chaque faciès, les proportions des trois éléments dominants, quartz, feldspath et muscovite, sont très variables.

Diagramme quartz-albite-perthite

Les granites et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin se groupent assez bien au centre de ce diagramme (fig.4). Le centre du nuage se trouve aux coordonnées : Quartz = 40, Albite = 32, Perthite = 28.

Deux échantillons s'écartent nettement des autres. Tous deux proviennent du contact avec les micaschistes situés près de la laverie des Montmins, sur la route de la Compagnie Minière des Montmins. L'échantillon 15 prélevé au contact immédiat est très pauvre en perthite. L'échantillon 14, prélevé à 10cm en arrière du contact est au contraire très riche en perthite. Leur moyenne se place dans le nuage.

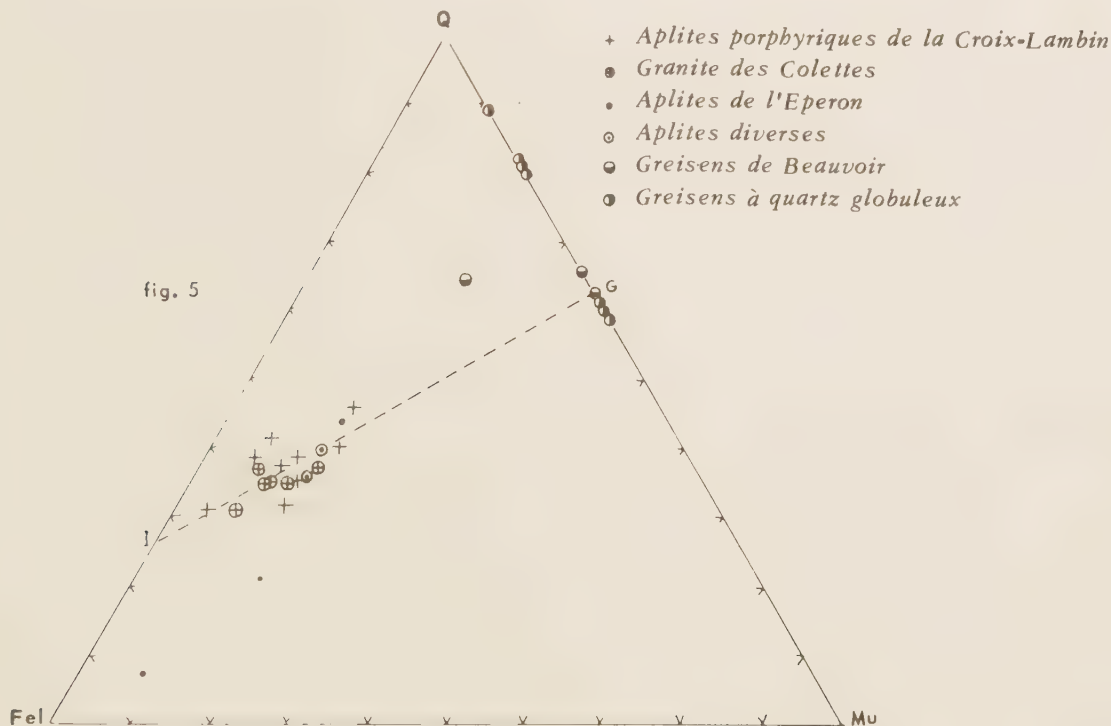


Les compositions des aplites diverses citées par J.M. Cantagrel, et des aplites porphyriques de Beauvoir sont très dispersées et plus albitiques que celles des roches précédentes.

La moyenne des compositions est, pour les aplites porphyriques de la Croix-Lambin de, quartz = 42,5, albite = 32, perthite = 25,5. Les granites sont un peu moins quartzueux avec une moyenne de, quartz = 38,5, albite = 32,5, perthite = 29.

Diagramme quartz - feldspath - muscovite

L'existence d'associations symplectiques de quartz et de muscovite en bordure des feldspaths m'a conduit à rechercher d'éventuelles corrélations entre les teneurs de ces minéraux dans les modes. Les modes indiquent effectivement une corrélation entre le quartz et la muscovite d'une part, la muscovite et les feldspaths d'autre part (Lameyre et Roques, 1964). Bien que le nombre des résultats sur le massif d'Echassières pour les seuls faciès des Colettes et de la Croix-Lambin ne soit pas suffisant pour donner une base mathématique à ces corrélations, elles sont assez nettes pour être probables. Ces résultats ont été groupés sur un diagramme triangulaire quartz-feldspath-muscovite, où j'ai également pointé les compositions des autres types de roches du massif, aplites et greisens.



Sur ce diagramme (fig. 5) les compositions des granites et des aplites porphyriques de la Croix-Lambin se répartissent dans un nuage elliptique, dont le grand axe est parallèle à la médiane du triangle joignant le pôle feldspathique au côté quartz-muscovite. Ceci traduit le fait que la variation de la teneur en feldspath dans ces roches est compensée par une variation inverse de la teneur en muscovite et en quartz dans des proportions équivalentes.

Prolongée jusqu'au côté quartz-muscovite, la médiane du nuage le touche en un point G, correspondant à une composition quartz = 62, muscovite = 38. G est placé dans un ensemble groupant le greisen n°30 où l'on reconnaît facilement la structure de l'aplite porphyrique de la Croix-Lambin, certains greisens à quartz globuleux qui dérivent vraisemblablement du granite ou des aplites porphyriques de la Croix-Lambin, enfin les greisens de Beauvoir. Sur le côté QF, cette droite aboutit au point I correspondant à une composition de 27,5% de quartz et 62,5% de feldspath. Est-ce à dire qu'il y ait passage graduel d'un granite de cette composition au greisen par l'intermédiaire des granites plus ou moins muscovitiques ? .. Ceci n'apparaît pas sur le terrain. D'autre part, la répartition des compositions modales se fait en deux groupes distincts. L'un rassemble les granites et aplites porphyriques, l'autre les greisens.

Il existe bien un intermédiaire (n°23) dont la position très au dessus de la droite IG est due à sa grande richesse en topaze. (En effet, la transformation des feldspaths en topaze doit s'accompagner d'une libération de silice, et d'autre part la topaze n'étant pas comprise dans la somme quartz, feldspath, muscovite, le quartz élément dominant, est fortement majoré quand cette somme est ramenée à 100). La présence de ce seul intermédiaire ne suffit pas en tout cas, à démontrer ce processus continu.

L'examen des teneurs en biotite oblige également à rejeter l'idée d'une évolution continue. En effet, alors que la biotite est en proportion sensiblement constante dans les granites et aplites à muscovite, elle est totalement absente dans les greisen s.

Muscovitisation

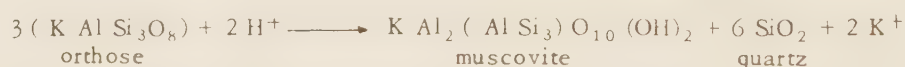
Si la muscovitisation et la greisenisation sont vraisemblablement des phénomènes distincts, ils vont tout au moins dans le même sens à savoir le remplacement des feldspaths par deux volumes égaux de quartz et de muscovite (J. Lameyre et M. Roques, 1964). Ce processus est conforme aux expériences de J.J. Hemley (1959) sur la transformation métasomatique de l'orthose dans un milieu possédant une certaine concentration en ions K⁺ et H⁺.

Les résultats de Hemley sont résumés dans le tableau (fig.3) donné dans l'introduction.

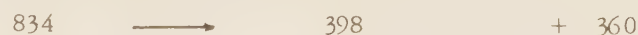
A température constante un abaissement du rapport (K) / (H) entraîne la transformation du feldspath en muscovite, puis en kaolin. Les mêmes transformations se produisent à concentration constante lorsque la température baisse. La pression n'a qu'une influence réduite.

Le fait que l'albite intervienne également dans le processus peut s'expliquer par une transformation du type de celle qu'a réalisée M. Lagache (1964), en transformant l'albite en muscovite, à 200° dans une solution où le rapport (K) / (H) était égal à 10^{4,7}, soit en parfait accord avec les données de Hemley pour l'orthose à cette température. Les autres domaines de température n'ont pas été étudiés.

Selon Hemley, l'orthose se transforme en muscovite par la réaction :



Exprimée en masses moléculaires, cette réaction devient :



et en pourcentages :

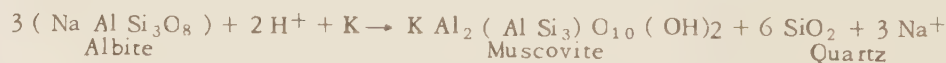


- Affectées de la densité de chacun de ces minéraux, soit : 2,57 pour l'orthose, 2,80 pour la muscovite et 2,65 pour le quartz, ces proportions deviennent en pourcentages volumétriques :



On voit que la perte en volume est dans ce cas de 14,5% environ.

Pour l'albite, la réaction est du type :



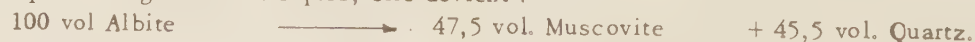
en masse :



soit en pourcentages :



Exprimée en pourcentages volumétriques, elle devient :



La perte en volume est de 7%.

Il n'est évidemment pas question de déduire des analyses modales, la réalité de la perte de volume déterminée par cette réaction. On peut tout aussi bien admettre que le volume laissé libre a été occupé par autre chose, de la silice par exemple.

Quoi qu'il en soit, ces réactions ne font intervenir *aucun autre élément que les feldspaths, la muscovite et le quartz*, conformément aux observations microscopiques, et les résultats des analyses modales coïncident avec les données de ces réactions converties en pourcentage volumétrique.

Sur le diagramme, un autre groupe s'individualise nettement. Il rassemble les aplites porphyriques greisenisées du carrefour de la Bosse et certains greisens à quartz globuleux contenus en boules ou en panneaux dans le greisen de Beauvoir. Les roches de ce groupe sont presque uniquement quartziques. Elles ne contiennent plus de feldspaths, et pas plus de muscovite que les granites les plus muscovitiques. L'une d'entre elles doit sa position très proche du pôle Q à la forte quantité de topaze qu'elle renferme.

Les processus de muscovitisation et de greisenisation ne peuvent rendre compte de la composition de ces roches. La structure parfaitement conservée de l'aplite porphyrique de la Croix-Lambin pour l'échantillon n°29, permet de penser qu'elle a subi un remplacement pur et simple de ses feldspaths par du quartz. Il s'agit donc d'un processus de *silicification*.

Il est maintenant nécessaire de confronter ces résultats à ceux d'une étude de la composition chimique des roches.

III - ETUDE CHIMIQUE

1 - ORIGINE DES ECHANTILLONS ANALYSES

Granite des Colettes .

- 1 - Granite à gros grain. Route Mazet - Montmins.
Echantillon 6110 de J.M. Cantagrel - composition minérale n°2
Analyse n°2129. J. Orliac, Clermont 1962.
- 2 - Granite à gros grain. Carrière Forêt des Colettes
Echantillon 62106 de J.M. Cantagrel.
Composition minérale n°4
Analyse n°2136 - S. Pignide-Couturié - Clermont - 1962.
- 3 - Granite des Colettes - Route privée de la Compagnie Minière des Montmins
à 20 m du contact avec les micaschistes.
Gannat UTM 971,2/162,4 - composition minérale n°6
Analyse n°3046 - F. Cantagrel, Clermont 1965.

Aplites porphyriques de la Croix-Lambin

- 4 - « Granite microgrenu gris - route Mazet.Montmins »
Echantillon 6201 de J.M. Cantagrel - composition minérale n°7
Analyse n°2135 - S. Pignide-Couturié , Clermont-Fd, 1962.
- 5 - « Granite microgrenu - 800 m au NNW La Posse »
Echantillon 62140 de J.M. Cantagrel - composition minérale n°8
(voir aussi 9 - 10 - 11 - 12) - Analyse n°2137, S. Pignide-Couturié, Clermont 1962.
- 6 - Aplites porphyriques au contact des micaschistes - Route privée de la C.M.M.
Gannat UTM 971,5/162,5
Composition minérale n°14 - 15 - Analyse n°2684 - S. Pignide-Couturié, 1964.
- 7 - Granite à cloisons aplitiques inapparentes à l'oeil nu.
Route privée de la C.M.M. - Gannat UTM 971/162,4.
Composition minérale n°13 - Analyse n°2432 - J. Orliac, Clermont, 1964.

Aplites porphyriques de l'Eperon

- 8 - Aplites porphyriques. Gradin médian de la découverte.
Prélèvement sur 5 m d'un échantillon de 5 kg. Compositions minérales 16-17-18.
Analyse n°2433 - J. Orliac - Clermont, 1964.

Greisens de Beauvoir

- 9 - Greisen, carrière du Suquet. Echantillon 62133 de J.M. Cantagrel
Composition minérale n°21 et 23.
Analyse n°2138 S. Pignide-Couturié - Clermont, 1962.

Greisens à quartz globuleux

- 10 - Greisen à quartz globuleux. Carrière du Suquet
Composition minérale n°28
Analyse n°2434 - J. Orliac, 1964.

Aplites porphyriques de la Croix-Lambin, silicifiées

- 11 - Elocs en forêt à 20 m à l'Est de la route D 129. 500 m au Nord du carrefour de la Bosse. Gannat UTM 972/143.

Composition minérale n° 29 - Analyse n° 2330 - J. Orliac, 1964.

Granite des Colettes kaolinisé

- 12 - Carrière de kaolin, Est de la route D 129, 100 m à l'Est du carrefour de la Bosse. Gannat UTM 973,5/140 - Analyse n° 2435 - J. Orliac, 1964.

Micaschistes de bordure

- 13 - Cornéennes micacées, au contact du granite, route privée de la CMM. prélèvement de 4 blocs de 1 kg environ, à 50 cm de distance.

Composition minérale n° 35

Analyse n° 3100 - J. Orliac, 1965.

- 14 - Micaschistes - Prélèvement statistique sur 100 m

Parement droit et gauche de la route privée de la CMM

Compositions minérales 36 et 37

Analyse n° 3099, J. Orliac, 1965.

2 - RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMES EN POURCENTAGES IONIQUES - PARAMETRES, NORMES C.I.P.W. ET NORMES APPROCHEES.

Les résultats sont suivis des normes CIPW. D'autre part, il m'a semblé intéressant de donner les normes approchées des roches analysées, afin de les comparer plus commodément aux modes.

Ces normes approchées ont été calculées, non pas comme la mésonorme de Parth à partir des pourcentages ioniques, mais à partir de la composition en oxydes, ce qui permettait d'utiliser certains résultats de la norme CIPW. L'ordre de succession du calcul est le suivant : Apatite, Rutile, Magnétite, Hématite, Phlogopite à partir du MgO, Annite à partir du FeO restant, Anorthite, Albite. Le calcul de la muscovite est simple. Soit N le nombre de molécules d'Al₂O₃ restant après la fabrication de l'albite et N' le nombre de K₂O restant après la fabrication de la biotite, le nombre de molécules de muscovite sera de : $\frac{N-N'}{2}$

En effet, la constitution de n molécules d'orthose nécessite n Al₂O₃ et n K₂O.

Celle de n' molécules de muscovite : 3n' Al₂O₃ et n' K₂O

n + n' = N' molécules de K₂O restant après la constitution de la biotite,

3 n' + n = N molécules de Al₂O₃ restant après la constitution de l'albite,

on aura $N - N' = (3 n' + n) - (n + n') = 2 n'$, d'où $n' = \frac{N - N'}{2}$

- L'orthose est obtenue à partir de K₂O restant. Si, au contraire, Al₂O₃ est en excès, on fabrique, selon le mode, un silicate d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène), du kaolin ou de la topaze. Le quartz correspond à la silice restant en fin de calcul. Si SiO₂ n'est pas suffisant pour saturer Al₂O₃, on fabrique du corindon mais ce n'est pas le cas ici.

Cette norme ne peut être qu'approchée. La muscovite de la norme ne comporte ni la soude, ni les ferromagnésiens que contient la muscovite naturelle, ce qui a pour effet de majorer les quantités d'albite et de biotite de la norme.

D'autre part, si H₂O⁺ peut limiter la quantité de muscovite normative, le cas d'une association de muscovite, d'orthose et de kaolin ou de tout autre argile ne peut être réglé. On aura muscovite et orthose, ou muscovite et kaolin. Ceci a pour effet de majorer la quantité de muscovite de la norme. On verra au moment de l'étude du granite kaolinisé qu'il peut exister, dans un cas bien précis, une solution à ce problème.

Pourcentages d'oxydes

Type		Granite des Colettes			Aplites porphyriques de la Croix-Lambin				Aplites porphyriques
N° d'ordre Analyse n°		1 2129	2 2136	3 3046	4 2135	5 2137	6 2684	7 (2432)	de l'Eperon 8 2433
SiO ₂		73,25	72,80	73,50	72,80	72,80	72,50	73,50	69,55
Al ₂ O ₃		14,80	15,20	15,75	15,65	14,60	14,70	14,45	18,00
Fe ₂ O ₃		0,35	0,40	0,45	0,25	0,65	0,80	0,25	0,60
FeO		0,85	0,85	0,45	0,95	0,65	0,35	0,90	0,50
MgO		0,60	1,25	0,60	1,20	0,90	2,80	0,55	0,50
CaO		0,70	0,60	0,85	0,85	0,60	0,55	0,70	0,60
Na ₂ O		3,55	3,35	3,25	3,45	3,95	2,90	3,20	3,90
K ₂ O		3,95	3,75	3,80	3,35	3,70	4,20	4,35	3,85
TiO ₂		0,05	tr.	0,10	0,05	tr.	0,15	0,05	tr.
P ₂ O ₅		0,35	0,25	0,50	0,40	0,45	0,25	0,20	0,20
MnO		tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0,05	tr.	0,05
H ₂ O ⁺		0,75	1,00	1,05	0,75	1	1,10	1,30	2,50
H ₂ O ⁻		0,20	0,25	0,15	0,20	0,25	0,25	0,10	0,55
Somme		99,40	99,70	100,45	99,90	99,55	100,60	99,55	100,80
C.I.P.W. Lacroix	P	1	1	1	1	1	1 (11)	1	1
	q	3'	3'	3'	3'	3 (4)	3'	3'	(3) 4
	r	1	1	1	1	1	1	1	1
	s	3'	3'	3'	3 (4)	(3) 4	3	3	3'
NIGGLI	al	50,50	49,35	53,50	50	48,70	43,50	50,0	55,40
	fm	10,80	16,20	9,35	15,30	13,10	25,60	10,60	8,50
	c	4,50	3,65	5,15	4,90	3,70	3,00	4,60	3,50
	alk	34,20	30,80	32,00	29,80	34,50	27,90	34,80	32,50
	si	424	402	425	401	410	367	435	366
	k	.42	.42	.43	.38	.37	.49	.47	.39
	mg	.48	.63	.55	.65	.56	.83	.43	.45

Pourcentages d'oxydes (suite).

Type	Greisen de Beauvoir	Greisens à quartz globuleux		Granite kaolinisé	Micaschistes de la bordure	
N° Analyse	9 2138	10 2434	11 2330	12 2435	13 3100	14 3009
SiO ₂	71,60	83,60	87,80	70,00	55,00	60,05
Al ₂ O ₃	17,55	12,10	6,35	20,05	22,05	23,15
Fe ₂ O ₃	0,30	0,30	1,00	0,55	2,90	3,55
FeO	-	0,45	0,60	0,50	3,60	1,95
MgO	2,40	1,25	tr.	0,35	1,85	1,65
CaO	0,30	0,30	0,30	0,30	3,95	0,30
Na ₂ O	0,10	0,00	0,10	0,00	1,15	0,25
K ₂ O	3,80	0,20	2,00	1,70	2,35	4,40
TiO ₂	tr.	0,00	0,05	0,05	0,45	0,35
P ₂ O ₅	0,30	0,30	tr.	0,05	1,60	0,25
MnO	tr.	0,05	tr.	0,05	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	3,05	0,85	0,85	6,35	3,60	3,45
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,00	0,05	0,50	0,45
Somme	99,65	99,55	99,05	99,90	99,10	99,85
C.I.P.W. LACROIX	P	1	1	1		
	q	2	1	(1) 2		
	r	1	1	1		
	s	1	1	1'		
PARAMETRES de NIGGLI.	al	61	71,30	56,8	81,65	
	fm	22,50	24,50	18	8,75	
	c	1,70	3	4,5	2,10	
	alk	14,80	1,20	20,7	7,50	
	si	420	834	1320	487	
	k	.95	1,00	.92	1,00	
	mg	.94	.75	-	.38	

Normes

Type	Granite des Colettes			Aplites porphyriques de la Croix-Lambin				Aplite porphyrique de l'Eperon
N°	1	2	3	4	5	6	7	8
Analyse	2129	2136	3046	2135	2137	2684	2432	2433
Norme C.I.P.W.								
Q	35,34	36,90	39,00	37,20	34,44	34,68	35,58	30,96
Or	23,35	21,68	22,24	19,46	21,13	25,02	25,58	22,24
Ab	29,87	28,30	27,25	29,34	33,54	24,63	27,25	33,01
An	0,28	0,00	0,83	0,83	0,00	1,11	2,78	1,39
Cor	4,59	5,71	6,02	6,02	4,28	4,90	3,37	6,94
Pyr.	2,82	4,29	1,76	4,45	2,86	7,00	2,75	1,60
Min.	0,46	0,70	0,85	0,46	0,93	1,32	0,46	0,93
Ap.	1,01	1,17	1,34	1,01	1,34	0,67	0,34	0,67
Norme approchée								
Q	37,08	39,30	40,50	39,48	36,06	39,00	37,02	31,86
Or	9,45	2,50	4,17	0,00	6,67	5,00	14,46	1,94
Ab	29,87	28,30	27,25	29,34	33,54	24,63	27,25	33,01
An	0,28	0,00	0,83	0,83	0,00	1,11	2,78	1,39
Mu	16,65	22,25	23,50	22,25	17,10	19,10	12,80	27,00
Kaol.	-	-	-	0,48	-	-	-	-
Bi	3,61	5,70	2,58	6,22	3,92	10,00	3,70	2,16
Min	0,46	0,70	0,78	0,46	0,93	1,32	0,46	0,93
Ap	1,01	1,17	1,34	1,01	1,34	0,67	0,34	0,67

Normes (suite).

Type	Greisen de Beauvoir	Greisens à quartz globuleux		Granite kaolinisé	Micaschistes de la bordure	
N°	9	10	11	12	13	14
Analyse	2138	2434	2330	2435	3100	3099
Norme C.I.P.W.						
Q	52,86	80,58	78,72	62,40	30,30	39,30
Or	22,24	1,11	11,68	10,01	13,90	26,13
Ab	1,01	0,00	1,05	0,00	9,96	2,10
An	0,00	0,00	1,39 * 2	0,83	10,29	0,00
Cor	13,26	11,93	3,57	17,85	13,77	17,95
Pyr.	6,00	3,10	0,26	1,33	8,16	4,10
Min.	0,32	0,00	1,46	0,70	5,09	5,86
Ap.	0,67	0,67	(0,67) * 2	0,17	3,70	0,67
Norme approchée						
Q	52,50	76	79,50	45,96	28,56	35,76
Or	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	0,00	0,00	0,00	0,00	9,96	2,10
An	0,00	0,00	1,39 * 2	0,83	10,29	0,00
Mu	24		16,30	14,30	9,52	31,00
Kaol.			-	35,50	Silicates d'al.	Silicates d'al.
Top.	14	21	-		= 18,80	= 15,90
Bi	8,32	1,66 * 1	0,50	2,00	11,87	6,84
Min.	-	0,00	1,46	0,70	4,66	5,50
Ap.	0,67	0,67	(0,67) * 2	0,17	3,70	0,67

* 1 Il reste 0,76 de MgO non utilisé.

* 2 = Selon toute vraisemblance, la chaux convertie en anorthite provient en réalité d'apatite.

Pourcentages ioniques.

Type	Granite des Colettes			Aplite Porphyrique de la Croix-Lambin				Aplite porphyrique de l'Eperon
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8
Analyse N°	2129	2136	3046	2135	2137	2684	2432	2433
Si	69,30	68,65	69,30	68,50	68,85	68,00	70,15	66,50
Al	16,50	17,00	17,40	17,30	16,35	16,10	16,10	20,35
Fe ⁺⁺⁺	0,25	0,35	0,35	0,25	0,45	0,55	0,20	0,45
Fe ⁺⁺	0,70	0,70	0,35	0,75	0,50	0,30	0,75	0,40
Mg	0,85	1,75	0,85	1,70	1,25	3,90	0,75	0,70
Ca	0,75	0,60	0,85	0,85	0,60	0,55	0,75	0,65
Na	6,50	6,15	5,90	6,35	7,25	5,20	5,95	6,10
K	4,80	4,40	4,50	3,95	4,30	5,05	5,25	4,60
Ti	-	-	0,05	-	-	0,10	-	-
P	0,35	0,40	0,45	0,35	0,45	0,20	0,10	0,25
Mn	-	-	-	-	-	0,05	-	-
O / 100 cations	170	169	170	170	169	168	168	165
OH / 100 cations	4,7	6,30	6,4	4,7	6,5	7	8	15,9

Pourcentages ioniques (suite).

Type	Greisen de Beauvoir	Greisens à quartz globuleux		Granite kaolinisé	Micaschistes de bordure	
N° Analyse	9 2138	10 2434	11 2330	12 2335	13 3100	14 3099
Si	70,40	83	88,05	72,00	54,95	59,45
Al	20,25	14	7,60	24,20	26,05	27,00
Fe ⁺⁺⁺	0,25	0,25	0,70	0,35	2,15	2,60
Fe ⁺⁺	-	0,35	0,50	0,40	3,00	1,60
Mg	3,55	1,85	0,00	0,50	2,75	2,45
Ca	0,30	0,30	0,30	0,30	4,20	0,30
Na	0,25	-	0,25	0,00	2,30	0,45
K	4,75	0,25	2,55	2,20	3,00	5,60
Ti	-	-	0,05	-	0,35	0,30
P	0,25	-	-	0,05	1,25	0,25
Mn	-	-	-	-	-	-
O / 100 cations	169	187	188	186	157	160
OH / 100 cations	20	5,7	5,7	43,5	23	23

3 - INTERPRETATION DES RESULTATS

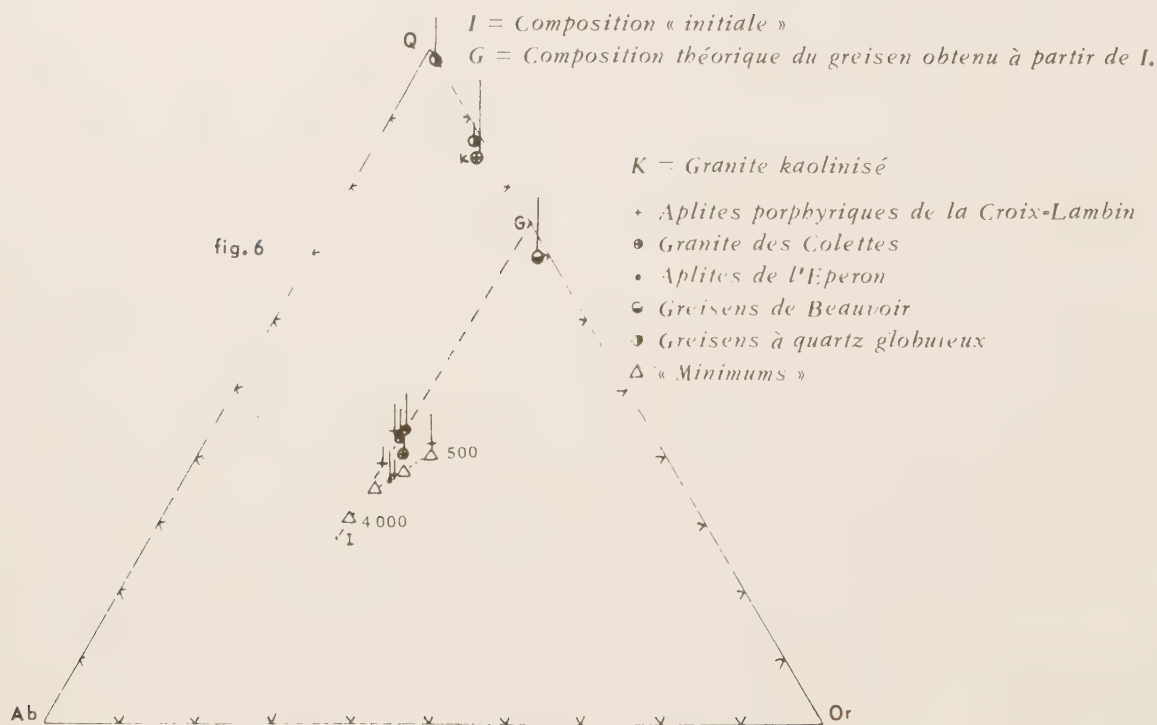
Les analyses brutes ou exprimées en pourcentages ioniques mettent en évidence une grande analogie entre le granite des Colettes et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin, confirmant en cela les données des analyses modales. En même temps, les aplites porphyriques de l'Eperon et les greisens de Beauvoir s'individualisent par de fortes teneurs en alumine.

Les variations constatées apparaissent d'ailleurs de manière très différente selon les paramètres utilisés. Ainsi les paramètres de Niggli montrent pour les granites d'Echassières et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin, la progression classique de « al » et de « alk » en fonction de si, alors que les pourcentages ioniques indiquent une évolution contraire. Ceci tient au simple fait que dans le calcul des paramètres de Niggli, le paramètre si est calculé en fonction de la somme de tous les éléments fondamentaux de la roche, moins la silice. Une augmentation de la teneur en silice est forcément compensée par la diminution d'autres éléments et la somme de ceux-ci décroît. Cette somme étant le dénominateur permettant de calculer les paramètres, les éléments les plus stables apparaissent en progression par rapport à ceux dont la chute compense l'augmentation de la silice. C'est ce qui se passe pour le paramètre al dans l'aplite porphyrique silicifiée (n°11). De même, le lessivage de certains éléments entrant dans la somme alumine + ferromagnésiens + chaux, entraîne une diminution de cette somme et par voie de conséquence une montée en flèche du paramètre si et aussi des paramètres des éléments restés stables. C'est ce qui se produit pour le granite kaolinisé. On verra que la kaolinisation correspond cependant à une perte très importante de silice.

Les variations constatées ayant selon toute vraisemblance une origine non magmatique, au moins pour les greisens et les kaolins, les paramètres magmatiques de Niggli paraissent difficilement applicables.

Il me semble plus intéressant de présenter ces résultats de la même manière que les analyses modales, sur des diagrammes triangulaires quartz-albite-orthose virtuels de la norme C.I.P.W. et quartz-feldspaths-muscovite virtuels de la norme approchée.

Diagramme quartz - albite - orthose (Norme C.I.P.W.). (fig. 6).



Ce diagramme fait apparaître un groupement des granites et des aplites porphyriques au Nord du minimum pour 1000 kg/cm² de pression d'eau, défini expérimentalement par N.L. Bowen et O.F. Tuttle (1958).

Entre le groupe formé par les granites et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin et de l'Eperon d'une part, et le greisen de Beauvoir d'autre part, la variation porte essentiellement sur le quartz qui augmente et l'albite qui décroît considérablement.

- L'orthose virtuelle demeure dans une proportion à peu près constante.
- Cette évolution s'accompagne d'une forte augmentation du corindon virtuel comme le montre, sur le diagramme, la hauteur du trait placé au-dessus de chacun des points. Ce trait est proportionnel à la teneur en corindon (1mm correspondant à 1% de corindon).

Cette évolution traduit une élimination de Na₂O, déjà apparente dans les résultats bruts, la silice et l'alumine sont libérées et apparaissent en quartz et en corindon virtuels.

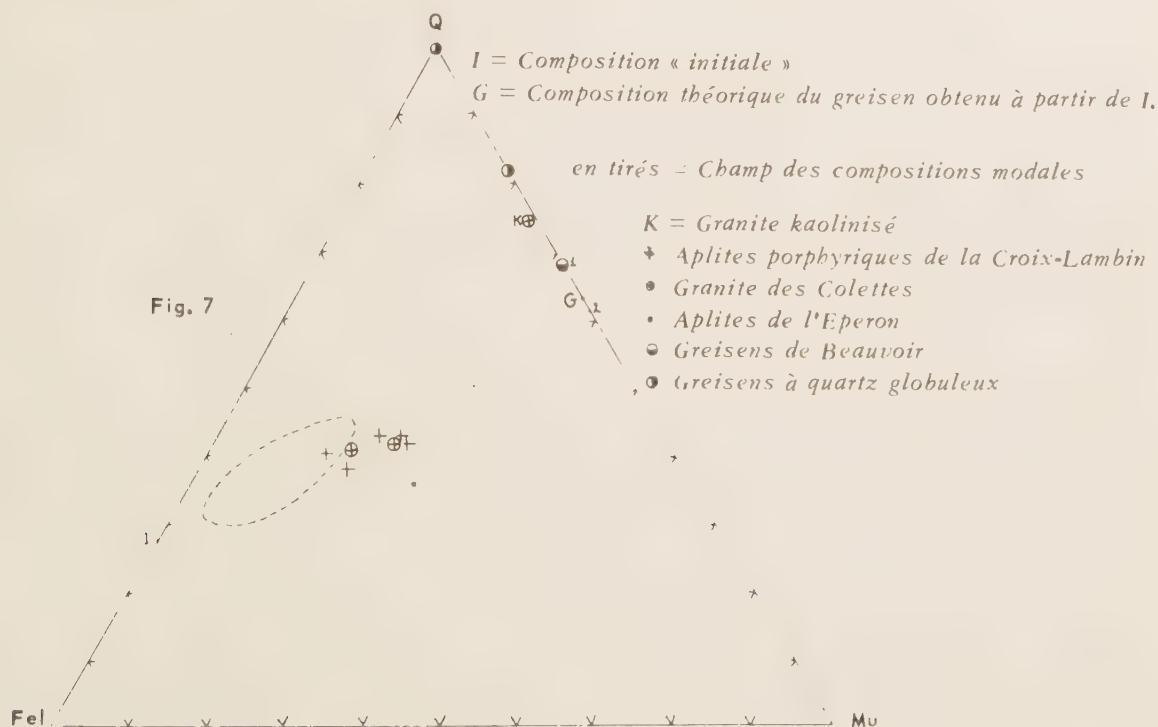
Il n'en n'est pas de même pour les autres greisens. L'aplite porphyrique (n° 11) est caractérisée par des teneurs très faibles en corindon et en orthose virtuelle, ce qui traduit la silicification de ses feldspaths qui apparaissait dans son étude pétrographique.

Le greisen à topaze (n° 10) doit sa position tout près du pôle Q, à sa forte teneur en corindon virtuel dû à la présence de topaze, uniquement silico-alumineuse. L'alumine des

feldspaths est conservée dans la topaze, mais les alcalins sont totalement évacués.

Enfin, le granite kaolinisé caractérisé par une très forte teneur en corindon virtuel doit sa position à des facteurs complexes qui seront exposés dans un prochain paragraphe.

Diagramme quartz - feldspath - muscovite (norme approchée) (fig.7).



Sur ce diagramme, j'ai indiqué, en plus des positions des compositions virtuelles, les limites des nuages où se répartissent les compositions modales.

La muscovite virtuelle est en quantité plus grande dans les normes que dans les modes. L'explication se trouve en partie dans le fait que la séricite et la gigantomite n'ont pas été comptées avec la muscovite dans les modes. Mais étant donné la faible proportion de ces minéraux, il est probable qu'ils ne sont pas seuls en cause et qu'une argilisation partielle des feldspaths a pu entraîner un accroissement de l'alumine libre, donc de la muscovite virtuelle, comme on le verra au moment de l'étude du granite kaolinisé.

Mais ces seuls facteurs ne peuvent expliquer la très faible quantité d'orthose calculée dans la norme approchée. Le fait que la muscovite virtuelle est uniquement potassique, alors que les muscovites naturelles comprennent 10% de paragonite, a pour effet de diminuer, au profit de l'albite la quantité d'orthose dans la norme. Un autre facteur peut jouer dans le même sens. Les chlorites qui, avec la muscovite, remplacent la cordiérite, apparaissent dans la norme en biotite qui consomme de la potasse au détriment de l'orthose. La conjonction de tous ces facteurs peut amener une distorsion non négligeable. Il faut y ajouter une légère surévaluation de l'alumine dosée par différence sur la somme des sesquioxydes estimée par P. Lapadu-Hargues à 1% environ.

Quoi qu'il en soit l'allongement du nuage où sont réparties les compositions virtuelles est, malgré leur petit nombre, suffisant pour permettre de voir que dans la norme, comme dans le mode, la diminution de la quantité du feldspath va de pair avec une progression du quartz et de la muscovite.

Aussi, la transformation des feldspaths en muscovite et en quartz sans apport d'alumine, mais avec départ d'alcalins, selon la réaction expérimentée par J.J. Hemley (1959) me paraît vraisemblable.

La stabilité de la potasse, mise en relief par le diagramme quartz-albite-orthose, tient au fait que les ions K^+ évacués par la transformation de l'orthose en muscovite, servent à la muscovitisation de l'albite, selon les réactions :



Le résultat de cette suite de réactions se traduit dans les compositions chimiques globales par une perte en soude, qui peut, à la limite être presque totale, les analyses de muscovite montrant que le sodium n'occupe que 10% des sites de la couche alcaline, et bien sûr par un gain en H_2O + fixée au cours de la transformation.

Muscovitisation et reconstitution d'une composition initiale.

A partir de ces données, il est possible de reconstituer la composition du granite avant sa muscovitisation. Celle-ci correspond au point I des diagrammes quartz-feldspaths-muscovite, soit environ quartz : 28 feldspaths : 72.

Le pourcentage d'orthose virtuelle est stable. Il correspond pour les granites des Colettes et les aplites porphyriques à 25% environ.

La composition du granite initial serait donc la suivante :

Quartz : 28

Orthose : 25

Albite : 47

Cette composition est très proche de celle de l'eutectique, placé au minimum thermique pour des pressions d'eau supérieures à 4000 bars dans le système Q - Ab - Or - H_2O expérimenté par O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958), ou pour des pressions d'eau plus faibles, avec une certaine concentration en HF ou en HCl dans les systèmes plus complexes étudiés par Von Platen (1965).

Est-ce à dire que le magma a été soumis à de telles conditions ?

Ce n'est qu'une possibilité. Il est bien évident, en effet, que ces granites peuvent n'être pas des « minimums ». En d'autres termes il se peut que le magma à partir duquel ils ont pris naissance ait été plus ou moins siliceux que le minimum. Mais il faut souligner l'augmentation parallèle du quartz et du corindon virtuel, autrement dit de l'alumine libre et de la silice libre dans les roches les plus muscovitiques, ce qui ne se produirait pas dans le cas d'une simple variation des proportions de quartz et de feldspaths virtuels dans le mélange granitique.

En même temps on se trouve curieusement ramené aux conditions établies par A. Miyashiro (1960) pour la cristallisation de la muscovite primaire. Il a montré que la réaction de Harker :



n'était possible que sous des pressions d'eau supérieures à 4000 bars et, mettant en doute la fréquence de telles pressions d'eau, il conclut à la probabilité de l'origine « deutérique » ou hydrothermale de la muscovite dans la plupart des granites.

L'étude pétrographique et chimique des granites d'Echassières conduit également à rejeter la réaction de Harker. Celle-ci suppose en effet, ou bien une plus forte teneur en alumine des faciès les plus muscovitiques, ou bien la présence dans les granites contenant une faible quantité de muscovite, d'une réserve d'alumine sous forme de sillimanite ou d'andalousite. Or, ce n'est pas le cas ici où la réaction métasomatique de Hemley s'applique au contraire parfaitement.

La muscovitisation métasomatique ne peut cependant expliquer la présence dans

les phénocristaux de quartz et de feldspaths, de petites inclusions de muscovite interstratifiée dans la biotite. Cette muscovite est peut être due aux réactions du type de celles qu'a étudiées Miyashiro, dans un magma granitique, où l'équilibre des alcalins et de l'alumine (J.F. Shairer et N.L. Eowen, 1955 - O.F. Tuttle et N.L. Bowen, 1958) limite sa proportion à une quantité négligeable si le magma n'est pas considérablement surchauffé.

Greisenisation

Certains greisens sont plus ou moins appauvris en potasse et nous avons considéré (J. Lameyre et M. Roques, 1964) que cette perte de potasse caractérisait le phénomène de greisenisation. En réalité, cela est du, on l'a vu, à l'apparition de la topaze, minéral non potassique, ou encore à un autre phénomène, la silicification. Le greisen de Beauvoir (analyse 2138) est aussi potassique que le granite ou les aplites porphyriques. Sa composition chimique est, en ce qui concerne l'alumine et la potasse, remarquablement proche de celle des aplites porphyriques de Beauvoir. Les seules différences entre les compositions de ces deux roches portent sur la soude, pratiquement inexistante dans le greisen, et la magnésie qu'il renferme en forte proportion. Cette magnésie, intégrée dans la norme approchée au phlogopite virtuel, ne peut être que l'expression du caractère magnésien de la muscovite ou du lépidolite. Dans une certaine mesure, ceci explique que la position de ce greisen soit différente sur le diagramme quartz-feldspath-muscovite « virtuels » où il se place, assez loin du point G (position 1), et sur le diagramme correspondant établi d'après les compositions modales où on le trouve à l'aboutissement de la droite I G. Par addition à la muscovite virtuelle du phlogopite virtuel, sa position (2) se rapproche du point G et se superpose à celle qu'il occupe sur le diagramme modal.

Silicification

L'échantillon 11 a conservé la structure de l'aplite porphyrique de la Croix-Lambin, et sa teneur en muscovite, mais les feldspaths ont été remplacés par du quartz. *Cette silicification est donc postérieure à la muscovitisation.*

Chimiquement, cela se traduit par une teneur en alumine anormalement basse, et l'absence de soude. La potasse restante est celle que contient la muscovite.

Jusqu'à présent, les transformations des granites n'affectaient pas la proportion d'alumine, remarquablement stable. Il s'agit ici d'un processus différent. C.W. Correns (1961) a montré dans des expériences réalisées sur des basaltes, qu'en milieu acide l'alumine des roches altérées demeure sous forme de kaolin mais qu'elle est lessivée en milieu très acide (PH : 1,5 à 97° C).

Le greisen plus siliceux, à quartz globuleux, de Beauvoir (analyse modale 27) relève sans doute de ce phénomène. En ce qui concerne l'échantillon 28, l'analyse chimique (10) montre une teneur en alumine presque normale, due vraisemblablement à la forte quantité de topaze qu'il contient. Les alcalins ont pratiquement disparu.

Kaolinisation

Le granite kaolinisé apparaît considérablement enrichi en alumine, légèrement appauvri en silice, et à peu près complètement épuré de tous les autres composants. Ces résultats bruts demandent à être interprétés. A la loupe, les feldspaths apparaissent criblés de petits pores. La densité du granite kaolinisé dont le volume a été mesuré après vernissage, est de 1,95. Le granite, presque frais, de la forêt des Colettes (échantillon 2) prélevé à 100m du granite kaolinisé, a une densité de 2,60. Dans ces conditions, 1 cm³ de granite pèse 2,60 g, et 1 cm³ de granite kaolinisé pèse 1,95 g. Aussi, les pourcentages fournis par l'analyse ne sont-ils absolument pas comparables. Pour qu'ils le soient, il faut affecter les pourcentages d'oxydes du granite kaolinisé du coefficient $\frac{195}{260}$ selon la méthode isovolumétrique exposée par C. Millot, (1964). De cette manière, on obtient les compositions suivantes :

	Granite	Granite kaolinisé	Différence
SiO ₂	72,80	50,50	- 22,30
Al ₂ O ₃	15,20	14,80	- 0,40
Fe ₂ O ₃	0,40	0,40	-
FeO	0,85	0,36	- 0,49
MgO	1,25	0,25	- 1,00
CaO	0,60	0,22	- 0,38
Na ₂ O	3,35	0,00	- 3,35
K ₂ O	3,75	1,23	- 2,52
TiO ₂	-	0,04	+ 0,04
P ₂ O ₅	0,25	0,04	- 0,21
MnO	-	0,04	+ 0,04
H ₂ O +	1,00	4,57	+ 3,57
H ₂ O -	0,25	0,04	- 0,21
Somme	99,70	72,49	- 27,21

Ce tableau permet de constater que le lessivage a porté sur la silice et les alcalins comme l'a montré J. Nicolas (1956), ainsi que sur la magnésie et FeO. L'alumine et Fe₂O₃ sont stables.

Dans le granite kaolinisé, la structure est, on l'a vu, parfaitement conservée, et la proportion de muscovite paraît être, à peu de chose près, identique à celle du granite frais. La composition virtuelle approchée des deux roches a été calculée en supposant une quantité de muscovite égale au départ. Cette quantité a été fournie par la norme approchée du granite kaolinisé. Il est à noter qu'elle est comparable aux données des analyses modales pour le granite frais.

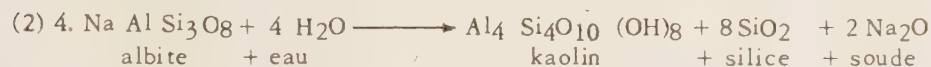
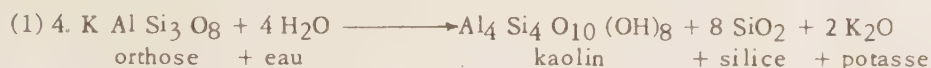
	Granite	Granite kaolinisé	Différence
Apatite	1,17	0,34	- 0,83
Magnétite	0,70	0,70	-
Phlogopite	4,15	0,83	- 3,32
Annite	1,54	0,50	- 1,04
Anorthite	-	-	-
Albite	28,30	0,00	- 28,30
Orthose	11,68	0,00	- 11,68
Muscovite	9,15	9,15	-
Kaolin	7,50	28,00	+ 20,50
Quartz	35,34	32,70	- 2,64
Somme	99,53	72,22	- 27,31

Pourcentage de feldspaths détruits 39,98

Pourcentage de kaolin formé 20,50

En ramenant à 100 le pourcentage des feldspaths détruits, on obtient une proportion de 51% de kaolin formé à leurs dépens.

Les réactions globales permettant de rendre compte de l'évolution de la composition chimique sont :



Ces réactions, exprimées en pourcentages pondéraux deviennent :

1 112	—————>	516	+	480
(1) 100 Orthose	—————>	46,5 kaolin	+	43 silice
1 048	—————>	516	+	480
(2) 100 Albite	—————>	49 kaolin	+	45,7 silice

Appliquées aux données précédentes, ces réactions pour 39,98% de feldspaths dont 28,30% d'albite et 11,68% d'orthose, fournissent 19,35% de kaolin, soit un chiffre pratiquement identique au résultat obtenu dans la norme approchée, et 18,35% de silice

Le processus de kaolinisation hydrothermale conduit essentiellement, tout comme le processus de kaolinisation superficielle (G. Millot, 1964), à l'élimination de la totalité des alcalins et des deux-tiers de la silice des feldspaths.

Il s'agit là, bien sûr, du bilan global de la transformation. Cela ne permet pas de préjuger l'existence de stades intermédiaires complexes comparables à ceux qui interviennent dans la pédogénèse (G. Millot, 1964), (J. Delvigne, 1965). En dehors de ce phénomène majeur, la destruction de la biotite, observable sur l'échantillon, est bien traduite dans la norme. En effet, le pourcentage de phlogopite et d'annite restant dans le granite kaolinisé, est compatible avec la composition chimique de la muscovite naturelle et doit être intégré au pourcentage de muscovite. De même, il est probable que la stabilité de la magnétite tient, au moins en partie, à la fixation du fer ferrique dans le réseau de la muscovite. *La stabilité de la muscovite, supposée au départ, se trouve vérifiée par la comparaison du pourcentage normatif, et de sa proportion dans le mode des granites du massif.*

Le quartz ne subit qu'une variation faible et compatible avec une fluctuation de la composition chimique du granite des Colettes.

Maintenant, le problème se pose de la destination des éléments lessivés. En ce qui concerne la soude, le problème se pose également pour les processus de muscovitisation et de greisenisation. En ce qui concerne la silice, il en est tout autrement, car elle n'est pas simplement déplacée et fixée sous forme de quartz dans la roche même, comme c'était le cas dans les processus de muscovitisation et de greisenisation.

L'évacuation d'une quantité de silice égale à 20% environ du volume de la roche kaolinisée, suppose un volume de réception important. Les auteurs qui se sont penchés sur le problème des kaolins d'Echassières ont conclu à une relation entre les poches kaolinisées, les zones silicifiées et les filons de quartz. Il est nécessaire de préciser de quel ordre peuvent

être ces relations. L'établissement d'un filon quartzeux dans une fissure ne paraît pas pouvoir déterminer dans les roches voisines, un processus conduisant à un lessivage de la silice. Mais on peut supposer au contraire, que les solutions circulant dans la fissure ont déclenché la kaolinisation du granite voisin et que la silice ainsi libérée a pu silicifier les roches voisines, micaschistes ou granites, voire constituer le remplissage de la fracture, autrement dit le filon de quartz. - A. de Rosen (1965) parvient à des conclusions voisines. Elle précise que « la solution aqueuse légèrement acide qui a circulé dans les fissures a éliminé le sodium plus soluble de l'albite en premier, puis le potassium du microcline, ainsi qu'un peu de silice, ceci à une température voisine ou supérieure à 100° ». Elle rattache les filons de quartz enfumé au phénomène de kaolinisation et rappelle l'observation de J. Nicolas (1956) sur le gisement de Ploëmeur (Morbihan) où des quartz enfumés renferment des enclaves de granite déjà altéré. Nos conclusions ne divergent que sur la quantité de silice évacuée, la méthode isovolumétrique montrant qu'elle est fort importante

IV - REPARTITION DE QUELQUES OLIGOELEMENTS DANS LES ROCHES ET LEURS MICAS

Les dosages spectrographiques ont été réalisés par Mme C. Jamond sur les échantillons dont l'analyse chimique est donnée dans le chapitre précédent. Les numéros d'ordre sont les mêmes et permettent la localisation. Les résultats sont donnés en p.p.m.

1 - DOSAGES DANS LES ROCHES

Type de roche	Granite des Colettes			Aplites porphyriques de la Croix-Lambin			
n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7
Analyse chimique	2129	2136	3046	2135	2137	2684	2432
Analyse spectrographique	572	846	825	573	847	827	824
Pb	13	3	11	8	5	12	8
Sn	49	130	52	42	78	47	66
Ag	1	traces	2	traces	traces	3	2,5
Cu	12	9	10	28	10	40	15
Ni	25	21	27	15	24	32	19
Cr	36	36	23	54	36	44	24
Mo	traces	0	0	0	0	0	0
W	85	53	1300	32	1520	74	81

Type de roche	Aplites de l'Eperon	Greisen de Beauvoir	Greisen à quartz globuleux		Granite kaolinisé	Micaschistes de la bordure	
n° d'ordre	8	9	10	11	12	13	14
Analyse chimique	2433	2138	2434	2330	2435	3100	3099
Analyse spectrographique	828	574	829	822	830	823	845
Pb	4	9	5	5	8	16	36
Sn	100	1520	590	344	49	50	44
Ag	4	3	2,5	6	2	traces	2
Cu	30	23	25	26	42	164	133
Ni	18	20	18	52	22	31	43
Cr	39	39	19	48	21	100	15
Mo	0	0	0	0	0	0	0
W	81	102	62	92	17	175	74

Etain

Toutes les roches du massif ont une teneur en étain anormalement forte. Les teneurs dans les greisens dépassent très nettement ce « fond continu ». Les plus riches sont évidemment les greisens de Beauvoir. Les chiffres obtenus concordent avec l'évaluation de 0,16% faite par la Compagnie Minière des Montmins et citée par J.M. Cantagrel.

Eien qu'une seule mesure ait été réalisée sur le granite kaolinisé de la Posse, il ne paraît pas enrichi en étain. *Ses teneurs en oligoéléments coïncident parfaitement avec celles du granite des Colettes et des aplites porphyriques de la Croix-Lambin, et il est probable que la kaolinisation et la minéralisation en étain ne sont absolument pas liées.*

La teneur en étain des micaschistes de la bordure du massif est du même ordre que celle des granites. Or, C. Barrau (1962) a montré que les micaschistes à biotite de la série de la Sioule renfermaient seulement de 5 à 9ppm d'étain. Les granites ont vraisemblablement enrichi leurs épontes. Cependant les échantillons analysés par C. Barrau proviennent d'une région assez éloignée du massif d'Echassières et des mesures sur des échantillons intermédiaires seraient indispensables pour prouver cet enrichissement.

Tungstène

La plupart des mesures indiquent un « fond continu » très élevé. Les teneurs anormales trouvées pour les échantillons 3 et 5 sont difficilement explicables. Ces échantillons ne comportaient pas de filonnets de quartz à wolframite susceptibles de les enrichir. Les micaschistes de la bordure renferment une quantité de tungstène comparable à celle des granites, comme c'était le cas pour l'étain.

Les greisens ne paraissent pas enrichis. La seule mesure effectuée sur le granite kaolinisé peut indiquer un appauvrissement par rapport au granite sain, appauvrissement que l'on remarque également pour le chrome et le nickel.

Autres éléments

Les teneurs sont comparables dans toutes les autres roches du Massif.

La parenté du granite des Colettes et des aplites porphyriques de la Croix-Lambin

mise en évidence au moment de leur étude pétrographique et chimique apparaît aussi sans ambiguïté dans leurs teneurs en oligoéléments. Seule leur structure permet en définitive de les séparer.

2 - DOSAGE DANS LES MICAS

	MUSCOVITES			BIOTITES	
Type de roche	Granite	Aplites porphyriques de la Croix-Lambin	Aplites porphyriques silicifiées	Granite	Aplites porphyriques de la Croix-Lambin
Analyse chimique	2142	2574	2651	3092	3091
Analyse spectrographique	575	705	699	576	711
Pb	2	4	6,5	6	6,5
Sn	357	364	759	172	315
Ag	traces	3	2	2,5	3
Cu	38	48	12	34	19
Ni	19	7	14	91	95
Cr	23	45	21	322	1530
Mo	0	6	5	0	0
W	172	100	120	740	610

Ainsi que l'avait montré J.M. Cantagrel (1963) l'étain et le tungstène des granites d'Echassières se trouvent en grande partie dans les micas. Mais, alors que l'étain est réparti de façon à peu près équivalente dans la biotite et dans la muscovite, le tungstène est concentré dans la biotite. Les biotites qui représentent 1 à 2% de la masse du granite et des aplites porphyriques contiennent à peu près tout le chrome dosé dans les roches totales. Le nickel est également concentré dans la biotite mais de façon moins exclusive que le chrome. L'appauvrissement du granite kaolinisé en chrome, nickel et tungstène paraît être lié à la destruction de la biotite.

Les autres éléments sont en quantités sensiblement équivalentes dans les micas et dans les roches totales. Il convient cependant de noter de faibles teneurs en molybdène des muscovites dans les aplites porphyriques.

V - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU MASSIF D'ECHASSIERES

Le Massif d'Echassières est typiquement circonscrit, il ne refoule pas ses bordures et les enclaves qu'il contient sont déplacées. Il présente donc le caractère d'un massif dont la mise en place s'est opérée sous forme de magma. La très faible quantité d'enclaves de micaschistes qu'il contient, localisées à sa bordure Sud, conduit à considérer que le « magmatic stopping » expliquant leur déplacement, n'a joué que très localement à son toit, le rôle principal pouvant être tenu dans sa mise en place par un processus du type « cauldron - subsidence ».

Les bordures du massif et les enclaves qu'il renferme ont subi un net métamorphisme de contact. La paragenèse est celle du « Faciès coméennes à hornblende », mais la muscovitisation a débordé les limites du granite et le métamorphisme était peut être plus intense que ne le laisse voir la paragenèse actuelle.

Dans le massif d'Echassières sont associés deux faciès de structure différente mais dont les compositions minérales et chimiques et les teneurs en oligoéléments, en particulier en étain, sont identiques : le granite des Colettes et les aplites porphyriques de la Croix-Lambin qui sont contenues en panneaux dans le granite et lui constituent très localement une bordure. De l'observation du contact entre les deux roches, il ressort que les aplites porphyriques ont cristallisé avant le granite. Pour J.M. Cantagrel, elles représentent les témoins d'une intrusion d'abord microgrenue, presque entièrement plutonisée pour donner le granite selon le schéma proposé pour d'autres massifs par J. Didier et M. Roques (1959-1963). En fait, le réarrangement structural que suppose ce phénomène n'est pas dû à l'albitisation ni à la muscovitisation comme le pensait J.M. Cantagrel. Les deux faciès ont subi ces transformations dans les mêmes proportions. Les aplites porphyriques représentent sans doute, plutôt, une bordure figée du magma granitique au contact des micaschistes. C'est l'origine fort classique que donne J. Didier (1963) aux faciès de bordure des massifs circonscrits qu'il a étudiés. Il souligne que les enclaves microgrenues claires ressemblent beaucoup à ces faciès de bordure et il considère qu'elles représentent « les résidus de vieux faciès marginaux acides, développés au cours d'étapes intermédiaires de la mise en place du granite qui par la suite ont été disloqués et soumis à des phénomènes de recristallisation et de métagénèse ». Ici la discontinuité de la bordure figée et sa présence en panneaux dans le granite peut trouver une explication simple dans le processus de « magmatic-stopping » que mettent en évidence les enclaves basculées de micaschistes.

Les analyses modales et chimiques des roches du massif montrent que la muscovite ne doit pas être considérée comme un minéral accessoire et en quelque sorte étranger. Elle est vraisemblablement le produit d'une transformation métagénétique des feldspaths en quartz et en muscovite par une réaction du type :



La muscovitisation se traduit simplement dans la composition chimique globale par l'évacuation d'une partie de la soude. Cela permet d'envisager, à partir des données des analyses chimiques et modales, la reconstitution de la composition des granites avant leur muscovitisation. La composition initiale ainsi reconstituée correspond à celle du « minimum thermique » pour des pressions d'eau dépassant 4000 bars, dans le système expérimenté par Bowen et Tuttle. Ces hautes pressions sont, selon les données de Miyashiro, et les expériences d'Evans, compatibles avec la cristallisation de la muscovite dans le magma par la réaction :



La stabilité de la quantité d'alumine dans les compositions globales des granites quelle que soit leur teneur en muscovite, et l'absence de silicates d'alumine dans les faciès les moins

muscovitiques interdisent cependant de penser que cette réaction puisse être à l'origine de la totalité de la muscovite. On peut lui attribuer l'origine de la muscovite en petites paillettes incluses dans les phénocristaux de feldspath ou de quartz, ainsi que la muscovite interstratifiée avec la biotite.

La greisenisation va dans le même sens que la muscovitisation et correspond à l'achèvement de ce processus. Elle se traduit dans la composition chimique par le départ de la presque totalité de la soude. Il ne semble pas cependant que muscovitisation et greisenisation soient un seul et même phénomène. En effet, d'autres transformations se produisent. Au moment de la greisenisation les feldspaths peuvent être remplacés par de la topaze, ce qui entraîne le départ de la potasse. Enfin la biotite disparaît totalement.

La kaolinisation du granite des Colettes se traduit par l'élimination des deux-tiers de la silice des feldspaths et de la totalité de leurs alcalins. Bien que d'origine hydrothermale, elle aboutit donc au même résultat que la kaolinisation réalisée au cours de la pédogénèse. La silice libérée par la kaolinisation peut être à l'origine de la silicification des granites entourant les zones kaolinisées. La kaolinisation n'est ni responsable ni congénère de la minéralisation en étain. L'étain est stocké dans les micas du granite et des aplites porphyriques et il est concentré seulement dans les greisens.

CHAPITRE II

LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA BROUSSE PRES DE MONTAIGUT-EN-COMBRAILLES

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE - HISTORIQUE

A 15 km à l'Ouest d'Echassières, de l'autre côté du Sillon Houiller, le granite de la Brosse forme une colline culminant à 715 m, qui domine le plateau des Combrailles près de la petite ville de Montaigu.

Il a été reconnu par L. de Launay et il est porté avec d'excellents contours sur la 1ère édition de la carte au 1/80 000 de Gannat. On le retrouve sur la deuxième édition de cette feuille réalisée d'après les levés de G. Garde. M. Lasserre (1951) lui consacre un chapitre de son diplôme. Il lui donne le nom de granite de la Brosse et précise qu'il est dans son gisement principal, intrusif dans le granite de Lapeyrouse, lui-même intrusif dans les anatexites de Virlet. Au 88ème Congrès des Sociétés Savantes, dans une note sur ce granite et ses enclaves, je soulignais l'importance de l'albitisation dans ce massif.

Le type de granite qu'il représente est très répandu dans la région des Combrailles. Il a été choisi en raison de la commodité qu'offrent deux grandes carrières au flanc de la colline de la Brosse.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1 - LES TYPES ET LEUR STRUCTURE - LEUR REPARTITION ET LEURS RAPPORTS

Le granite de la Brosse

C'est un granite aplitique, rose, équant, à grain moyen de 2 à 3 mm. Par endroits il contient des feldspaths potassiques de 1 cm environ. Au microscope il apparaît très hétérogranulaire avec des minéraux de 0,10 à 0,20 mm associés aux cristaux de taille normale, et souvent en inclusions dans ceux-ci. La structure devient parfois franchement granophyrique.

Les aplites à nodules de cordiérite (fig.3 - pl. III).

Elles se trouvent sur le bord Ouest du massif dans la partie en déblai de la route D79, à 1 km à l'Est des Viallaux, le long du chemin de Villiers. Dans la carrière de « chez Colas » dont le front découvre un contact subhorizontal entre le granite de Lapeyrouse et celui de la Brosse, ces aplites très compactes et très fraîches, frangent, sur quelques décimètres, le granite de la Brosse auquel elles passent très progressivement.

Sur les pentes Nord de la colline de la Brosse j'ai retrouvé ce faciès, sous forme de cailloux, sans pouvoir localiser d'affleurement.

Les nodules sont constitués par un agrégat de quartz arrondis, cimentés par la cordiérite altérée. Ils sont de taille variable entre 0,5 et 3 cm, et soulignés par une frange claire, large de 0,5 cm, uniquement quartzo-feldspathique. En dehors des nodules la cordiérite est très rare dans la roche et la biotite, assez abondante, est répartie régulièrement.

Les aplites felsitiques *

Elles sont roses comme le granite et ne s'en distinguent que par la grande finesse de leur grain compris entre 0,05 mm et 0,20 mm. Elles se mêlent au granite de telle manière qu'il est bien souvent difficile de décider, sur le terrain, quelle est la roche qui enclave l'autre. La photographie (fig.1 - pl.III) d'un bloc de la carrière de « chez Colas » montre les relations des deux faciès. Je précise que le liseré sombre, à droite du marteau, ne représente pas la limite entre les aplites et le granite, mais simplement une zone rubéfiée de part et d'autre d'une petite fissure. En réalité l'aplite se charge progressivement de cristaux plus gros et passe au granite dans la partie supérieure du bloc.

* Dans une note précédente (1963) je donnais à ces roches le nom de microgranites non porphyriques tout en soulignant leur caractère « non strictement aphanitique ». Il est bien évident que le terme d'aplite convient beaucoup mieux. Il est pris au sens d'Osann cité dans Johannsen (1939 - p. 39) et signifie granite leucocrate à grain fin ou très fin et minéraux xénomorphes. Si cette structure est celle de la plupart des roches qu'il est d'usage de nommer aplites, elle ne correspond pas à la définition de De la Roche.

Mais le contact entre les deux faciès est parfois très net, même à l'échelle microscopique (fig.2 - pl.III). Près d'un tel contact on peut observer des amas à grain très fin, de même nature que l'aplite felsitique. Ils se présentent comme de véritables enclaves et permettent de penser que leur cristallisation est antérieure à celle du granite proprement dit. Il semble également que les petits cristaux, de même taille et de même nature que les composants de l'aplite felsitique, inclus dans les minéraux du granite, doivent être considérés comme des enclaves monominérales.

Les aplites sombres porphyriques

Sur la photographie (fig.1, pl.III) on distingue deux enclaves assez grandes d'aplités sombres dans la partie inférieure du bloc. Ce faciès est beaucoup plus rare que les précédents et localisé surtout dans la carrière SDEC, c'est-à-dire dans une partie plus profonde du massif. Il tranche sur le faciès précédent par sa teinte sombre et son aspect porphyrique. Des phénocristaux atteignant 5 mm, de plagioclases verdâtres, de quartz globuleux et de biotite, sont répartis dans une mésostase à grain fin de 0,10 à 0,20 mm.

On pourrait être tenté de rapprocher ces aplites de celles de la Croix-Lambin à Echassières. En réalité leurs compositions minérale et chimique les éloignent sensiblement du granite de la Brosse, alors que les aplites porphyriques de la Croix-Lambin étaient identiques, à ce point de vue, au granite des Colettes.

Les enclaves sombres du granite

Ces enclaves sont exceptionnelles.

Le type sumicacé, représenté par deux individus, dont un est photographié au-dessous du bloc (fig.1, pl.III) correspond à des enclaves elliptiques, que leur structure grenue équante et leur richesse en feldspaths distinguent des enclaves sumicacées d'Echassières. Il est difficile de se prononcer sur leur origine. La foliation très fruste de l'enclave photographiée suggère une nature métamorphique.

Le type lamprophyrique représenté par l'échantillon minuscule de 1 cm de diamètre possède une structure (fig.4 - pl.III) doléritique* avec des lattes de 1 mm environ, de feldspath et de biotite.

La répartition des différents faciès et des enclaves est donnée de manière schématique dans la coupe interprétative.

2 - LES MINÉRAUX CONSTITUANTS

Le quartz est généralement globuleux, quelle que soit sa taille. - Les grands individus présentent souvent des golfes qui lui confèrent un aspect amiboïde (fig.2, pl.III).

- Le quartz extrait du granite donne à l'A.T.D. un pic aigu indiquant un échantillon homogène, cristallisé dans des conditions strictes.

Les feldspaths potassiques sont des microperthites en filons dans le granite, les aplites à cordiérite et les aplites felsitiques.

- Leur angle d'axe est remarquablement stable et se place entre $-2V = 52^\circ$ et $-2V = 55^\circ$.

Les aplites sombres renferment des feldspaths potassiques homogènes, à faible angle d'axe $-2V = 46^\circ$, entourés de microperthites d'angle d'axe -65° .

- L'analyse d'un feldspath potassique extrait du granite, (analyse 2568, S. Pignide-Couturié, 1964) donne 3,40 % de Na_2O et 11,20 % de K_2O , soit un pourcentage moléculaire d'albite de 31,5. Dans le plagioclase le pourcentage d'albite varie entre 80 et 100 %; le coefficient de Barth s'établit entre 0,31 et 38,5 et correspond selon son thermomètre à une cristallisation comprise entre 500 et 600°C.

* L'application du terme « structure doléritique » à des roches qui n'ont pas la composition des dolérites a été discutée par J. Didier (1963).

- L'indice de triclinisme de ce feldspath, mesuré par Mme J. Mergoil est de 0 à 7 %. Il s'agit donc d'une orthose.

Les *plagioclases* des aplites à cordiérite, des aplites felsitiques et du granite sont caractérisés par une zonation très floue entre un oligoclase An20 au coeur du cristal et généralement séricitisé, et une albite pure à la périphérie.

- Dans les aplites sombres porphyriques et les enclaves sombres, lamprophyriques ou surmicacées, les plagioclases sont composites. L'oligoclase An 20 % des enclaves surmicacées, l'andésine An 30 % des aplites sombres porphyriques et An 40 % de l'enclave lamprophyrique, sont frangés par un même liseré d'albite pure (fig. 4, pl.III) J'ai considéré (1963) qu'une albitisation tardive était à l'origine de ce phénomène dans l'ensemble du massif. Si cette interprétation me paraît maintenant très douteuse en ce qui concerne le granite et les aplites claires, elle reste valable pour les enclaves sombres, la frange d'albite pouvant être liée précisément à la formation de l'albite dans le granite à la fin du processus de cristallisation des plagioclases.

La *biotite* est peu abondante, sauf dans les enclaves microgrenues porphyriques et dans les enclaves surmicacées et lamprophyriques.

La *muscovite* est soit intrastatifiée dans la biotite, soit encore xénomorphe sur la microperthite. Elle est d'une façon générale peu abondante.

A ces formes de la muscovite il faut ajouter les fines séricites des plagioclases ainsi qu'une partie des produits micacés qui remplacent la cordiérite dans les aplites à nodules.

Les micas du granite ont été analysés :

% oxydes	Biotite	Muscovite	Formules		Biotite	Muscovite
SiO ²	37,30	46	Z	Si	5,75	6,31
Al ² O ³	19,40	30,25		Al	2,25	1,69
Fe ² O ³	16,20	3,75	Y	Al	1,28	3,23
FeO	8,30	0,65		Ti	0,175	0,05
MgO	6,00	1,60		Fe ⁺⁺⁺	1,88	0,40
				Fe	1,06	0,075
				mg	1,38	0,33
CaO	0,50	0,70	X	Ca	0,055	0,06
Na ² O	0,00	1,00		Na	-	0,265
K ₂ O	8,60	11,60		K	1,68	2,04
TiO ²	1,50	0,50	(OH)			
P ² O ⁵	0,10	0,30			1,28	3,40
H ² O ⁺	1,25	3,70				%paragonite = 11,20
H ² O ⁻	0,05	0,10				

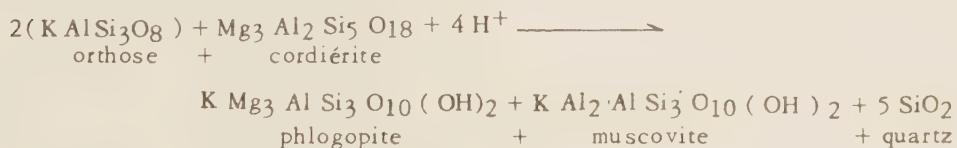
Biotite = Analyse 2652 J. Orliac 1964.

Muscovite = Analyse 3133 J. Orliac, 1965.

On notera la forte teneur en titane et en fer ferrique des biotites. La formule de la muscovite est fortement déséquilibrée du fait de la faible quantité d'aluminium tétracoordonné et, à l'inverse, de la forte proportion de potassium. L'apatite est en quantité non négligeable et responsable en grande partie de la teneur en chaux de ces micas.

La cordiérite : On la trouve disséminée en très faible proportion dans les roches, mais elle se localise surtout dans les nodules des aplites marginales. Ces nodules représentent environ 5 % du volume de la roche. Ils sont constitués par un agrégat de quartz arrondis, dans une proportion de 40%, et de cordiérite xénomorphe transformée en phyllites. Ils sont bordés par une frange uniquement quartzo-feldspathique et particulièrement riche en feldspaths potassiques, où la biotite manque totalement.

- Les nodules riches en cordiérite caractérisent plusieurs granites du Massif Central et d'ailleurs. De nombreuses hypothèses ont été avancées sur leur origine et leur signification, qui se groupent en deux tendances principales. L'une, selon laquelle les nodules représentent des restes de l'assimilation de roches à cordiérite a été défendue par M. Boule (1892) et A. Michel Lévy (1893) à propos du granite du Velay. On retrouve cette idée dans l'étude du granite de Dartmoor par Bramm et Harwood (1932). Toutefois, pour certains faciès de ce granite, Bramm et Harwood admettent une cristallisation directe de la cordiérite dans un magma granitique contaminé par l'assimilation de roches alumineuses. Une interprétation très proche de celle de Bramm et Harwood est donnée par Baker (1940) cité par Deer et al. (1961) à propos des granites de Victoria en Australie. La cristallisation de la cordiérite, dans ses conditions d'équilibre, à l'intérieur du granite est aussi l'explication proposée par R. Brousse (1957) et A. Weisbrod (1962). Ce dernier note l'apparition de nodules de cordiérite, en association avec des amas granitoïdes à l'intérieur des schistes cristallins du Velay. L'apparition de la cordiérite est indépendante de la structure de la série cristallophyllienne et A. Weisbrod conclut à l'existence d'un front de la cordiérite, en relation avec un front de granitisation, mais qui n'est pas toujours parallèle à lui et se trouve sous la dépendance de la composition chimique des roches métamorphiques affectées. Les conceptions de Weisbrod ont été reprises en 1963 par J. Didier qui souligne le caractère monocristallin de la cordiérite xénomorphe, l'existence de cordiérite automorphe, l'absence de sillimanite et l'antagonisme de la cordiérite et de la biotite. Il montre que la réaction de P. Eskola (1939), soit :



s'applique aux dispositions qu'il a observées.

En ce qui concerne les aplites de la Brosse, les deux solutions sont, à première vue, acceptables. En effet les anatexites de Virlet contiennent de la cordiérite. Toutefois, si les nodules sont bien en inclusions dans le granite, ni leur structure, ni leur paragenèse n'est celle d'un amas riche en cordiérite tel qu'on peut en voir dans les anatexites. Les réserves de J. Didier sont parfaitement valables ici. En admettant qu'il s'agissait à l'origine d'une enclave d'anatexite, celle-ci a été très profondément modifiée. Dans ces conditions, la cordiérite du granite peut aussi bien avoir pris naissance à partir d'autres minéraux que la cordiérite des anatexites.

La frange quartzo-feldspathique, riche en orthose et sans biotite peut alors apparaître comme le produit d'une fusion anatectique telle qu'en a réalisé H.G.F. Winkler (1960), et le nodule lui-même comme une restite rassemblant les ferromagnésiens et le quartz excédentaire. Il convient de noter à ce propos que le quartz des nodules est dans une proportion de beaucoup supérieure à celle, 14% environ, que donnerait la phyllitisation de la cordiérite selon la réaction de P. Eskola. La répartition et la taille régulière des nodules s'accordent mal cependant avec cette solution.

Les proportions relatives de quartz et de cordiérite rappellent celles (56 cordiérites pour 44 quartz) des associations micropegmatitiques décrites dans les pegmatites japonaises par Shibata (1936) cité dans Deer et al. (1963). Shibata conclut devant la structure et la permanence

des proportions à une cristallisation simultanée des deux minéraux. Encore que je n'aie pas observé de telles associations micropegmatitiques, cette solution pourrait s'appliquer ici. On verra, au cours de l'étude des roches du massif de la Pierre-qui-Vige que la cordiérite se comporte de la même manière et se présente également dans les faciès très fins d'extrême bordure, toujours en association avec le quartz et dans les mêmes proportions volumétriques. Dans ces conditions ces nodules pourraient représenter des concentrations précoces, liées à des conditions de cristallisation brutales.

Ni dans l'hypothèse de l'anatexie, ni dans celle d'une concentration magmatique, la cordiérite ne peut être considérée comme un minéral directement emprunté par le granite aux roches métamorphiques voisines. Dans un cas comme dans l'autre la cristallisation de la biotite est relativement tardive, la position des phyllosilicates dans l'ordre de cristallisation donné par P. Lapadu Hargues (1964) est vérifiée dans le cas présent.

L'apatite, peu abondante est en général globuleuse.

Le zircon est en faible proportion, il est associé à la biotite ou disséminé dans la roche.

La topaze a été observée une seule fois dans le granite de la carrière de « Chez Colas ».

Sur les diaclasses, enfin, on peut voir de beaux placages d'antozonite et quelques paillettes d'autonite.

3 - COMPOSITIONS MODALES

Type de roche		Granite de la Brosse			Aplites à cordiérite		Aplites felsitiques		Enclaves d'aprites sombres porphyriques		Encl. surmic.	Encl. lamprophyrique
N° reportant à la localisation		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Quartz		36,2	32,5	30	34	30	42	37,5	33,3	36	29,5	16,5
Plagioclases		29,6	28,2	29	26	25,5	20	28,5	35,6	31,3	21	51,5
Feld. potassiques		31,3	34	33,5	30,5	34,5	35,1	30,5	20,5	18	15	-
Biotite		1,2	4,5	4	4	4,5	0,9	1,5	9	12,4	30	26,5
Muscovite		1,4	0,6	3	2,5	3	1,4	1,5	0,7	1,8	2,5	
Cordiérite		-	-		2,7	2						
Apatite		0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,5	0,3	1	3,5
Divers		0,1	-	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	1	2
Indices Jung et Brousse	SAT	37,25	34,5	32,5	37,5	33,5	43,25	39	37,25	42	45	24,25
	COL	1,5	4,7	4,5	7	7	1,5	2	9,9	12,9	32	32
	FEL *	100	100	100	100	100	100	100	36,5	36,5	41,5	0

* Cet indice est déterminé, comme le recommandent Jung et Brousse, à partir de la composition du plagioclase le plus basique - Etant donné la présence d'albite à la périphérie des cristaux, on peut considérer que sa valeur est comprise entre le chiffre fourni et 100.

1. - Granite de la Brosse - Carrière de « Chez Colas » - Montargut 50.000^e U.T.M. $x = 350/y = 302$
2. - Granite de la Brosse - Carrière S D E C $x = 353/y = 304$
3. - Granite de la Brosse - Carrière S D E C
4. - Aplite à cordiérite route D.79 Montargut 1 : 50.000 U.T.M. $x = 347/y = 302$
5. - Aplite à cordiérite route D.79
6. - Aplites felsitiques - Carrière de « Chez Colas »
7. - Aplites felsitiques - Carrière S D E C
8. - Aplites sombres porphyriques - Carrière S D E C
9. - Aplites sombres porphyriques - carrière S D E C
10. - Enclave surmicacée - Carrière S D E C
11. - Enclave lamprophyrique - Carrière S D E C

Ces compositions modales montrent la parenté du granite et des aplites. Les aplites felsitiques sont plus quartzieuses cependant, et les aplites à nodules de cordiérite moins leucocrates que le granite. Les aplites sombres porphyriques se distinguent par leur richesse en biotite et par la plus grande proportion de plagioclases dans l'ensemble des feldspaths. La quantité de muscovite est très faible et les proportions relatives de quartz et de feldspaths évoluent selon les faciès sans qu'intervienne une variation de la teneur en muscovite.

III - ETUDE CHIMIQUE

LOCALISATION :

Analyse 1891 = Carrière SDEC - Montaigut 1 : 50.000 U.T.M. x = 353/y = 304.

Analyse 2643 = Route 079 Montaigut 1 : 50.000 U.T.M. x = 347/y = 302.

Analyse 1904 = Carrière SDEC - Montaigut 1 : 50.000 U.T.M. x = 353/y = 304.

Analyse 1890 = Carrière SDEC - Montaigut 1 : 50.000 U.T.M. x = 353/y = 304.

1. - POURCENTAGES D'OXYDES - PARAMETRES C.I.P.W. - LACROIX - PARAMETRES DE NIGGLI.

Type de roche	Granite de la Brosse	Aplites à cordiérite	Aplites felsitiques	Aplites sombres porphyriques
N° d'analyse	1891	2643	1904	1890
Analyste	E. Gamot - 1962	J. Orliac - 1964	E. Gamot - 1962	E. Gamot - 1962
SiO ₂	74,30	71,80	75,65	67,75
Al ₂ O ₃	13,35	13,85	12,95	15,95
Fe ₂ O ₃	0,05	0,85	0,00	3,05
FeO	1,25	0,75	1,05	0,70
MgO	0,85	1,50	0,70	1,95
CaO	0,60	0,80	0,75	0,90
Na ₂ O	3,35	2,90	3,85	2,80
K ₂ O	4,10	5,80	4,25	4,80
TiO ₂	0,20	0,20	0,15	0,50
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,25	0,20
MnO	tr	tr	tr	0,05
H ₂ O ⁺	1,10	0,70	0,65	1,75
H ₂ O ⁻	0,10	0,20	0,00	0,15
Total ...	99,40	99,50	100,25	100,55
Paramètres C.I.P.W.- Lacroix	p	1	1	1 (11)
	q	3'	'4	'4
	r	1'	1'	1 (2)
	s	3	3'	3
Paramètres de Niggli	si	426	376	453
	al	47	43	46
	fm	14	18,20	11
	c	3,95	4,40	4,50
	olk	35,05	34,40	38,50
	k	.45	.95	.42
	mg	.54	.31	.55
	ti	1,04	.57	.72
				1,65

2- RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES IONIQUES.- NORME CIPW.

Type de roche	Granite de la Brosse	Aplites à cord érite	Aplites felsitiques	Aplites sombres porphyriques
N° d'Analyse	1891	2643	1904	1890
Si	70,80	68,00	71,00	64,35
Al	15,00	15,40	14,30	17,80
Fe ⁺⁺⁺		0,55	0,00	2,20
Fe ⁺⁺	1,00	0,60	0,80	0,60
Mg	1,10	2,10	0,90	2,80
Ca	0,60	0,80	0,70	0,90
Na	6,20	5,30	7,00	5,10
K	5,00	7,00	5,10	5,80
Ti	0,20	0,15	0,10	0,35
P	0,10	0,10	0,10	0,10
Mn	-	-	-	-
O/100 cations	170	168	170	164
O + OH/100 cat.	177	172,5	174	176
NORME CIPW.				
Quartz	31,92	28,80	34,08	28,68
Orthose	30,58	34,47	25,02	28,36
Albite	28,30	24,63	32,49	23,58
Anorthite	2,22	3,06	2,78	3,61
Corindon	1,43	1,63	1,02	4,79
Pyroxènes	4,08	4,10	3,28	4,90
Minerais	0,46	1,62	0,30	4,24
Apatite	0,34	0,34	0,34	0,34

La norme met en évidence la parenté chimique des différents faciès analysés qui tous se rangent dans la famille alcaline des granites. Les aplites sombres porphyriques sont moins alcalines et moins strictement leucocrates que les autres faciès et les aplites felsitiques sont caractérisées par leur plus haute teneur en quartz et en albite. La faible proportion de micas explique la pauvreté du granite et des aplites en corindon virtuel.

Le report sur un diagramme triangulaire des quantités de quartz, d'orthose et d'albite de la norme montre une grande dispersion. Les aplites felsitiques et le granite se placent sur la limite quartz-feldspath pour 1000 bars de pression d'eau, les aplites se trouvent placées au minimum thermique.

Les aplites à cordiérite et les aplites sombres porphyriques se placent sur des limites correspondant à des pressions plus élevées et sont éloignées du minimum vers le pôle orthosique.

IV - ETUDE SPECTROGRAPHIQUE

Type de roche	Granite de la Brosse	Granite de la Brosse à topaze	Aplites felsitiques	Aplites sombres porphyriques	Aplites à cordiérite	Muscovite granite de la Brosse	Biotite granite de la Brosse
An. Spectro n°	513	515	514	512	826	706	710
An. chim. n°	1891	non analysé	1904	1890	2643	3133	2652
Pb	22	25	46	10	17	280	8,5
Sn	8	9	9	18	30	394	248
Ag	3	3	4	3	2	3	2,5
Cu	22	12	18	17	19	86	21
Ni	22	20	19	21	29	14	75
Cr	76	68	68	74	43	93	810
Mo	0	0	0	0	0	5	0

Les teneurs en oligoéléments sont peu variables d'un faciès à l'autre. Tout au plus peut-on noter une teneur en Pb un peu plus forte dans les aplites felsitiques.

L'étain, bien que supérieur au « clark » des granites est peu abondant. Il se trouve en totalité dans les micas et particulièrement dans la muscovite. Le chrome, lui, paraît stocké dans la biotite exclusivement et le plomb est concentré dans la muscovite.

V - CONCLUSIONS

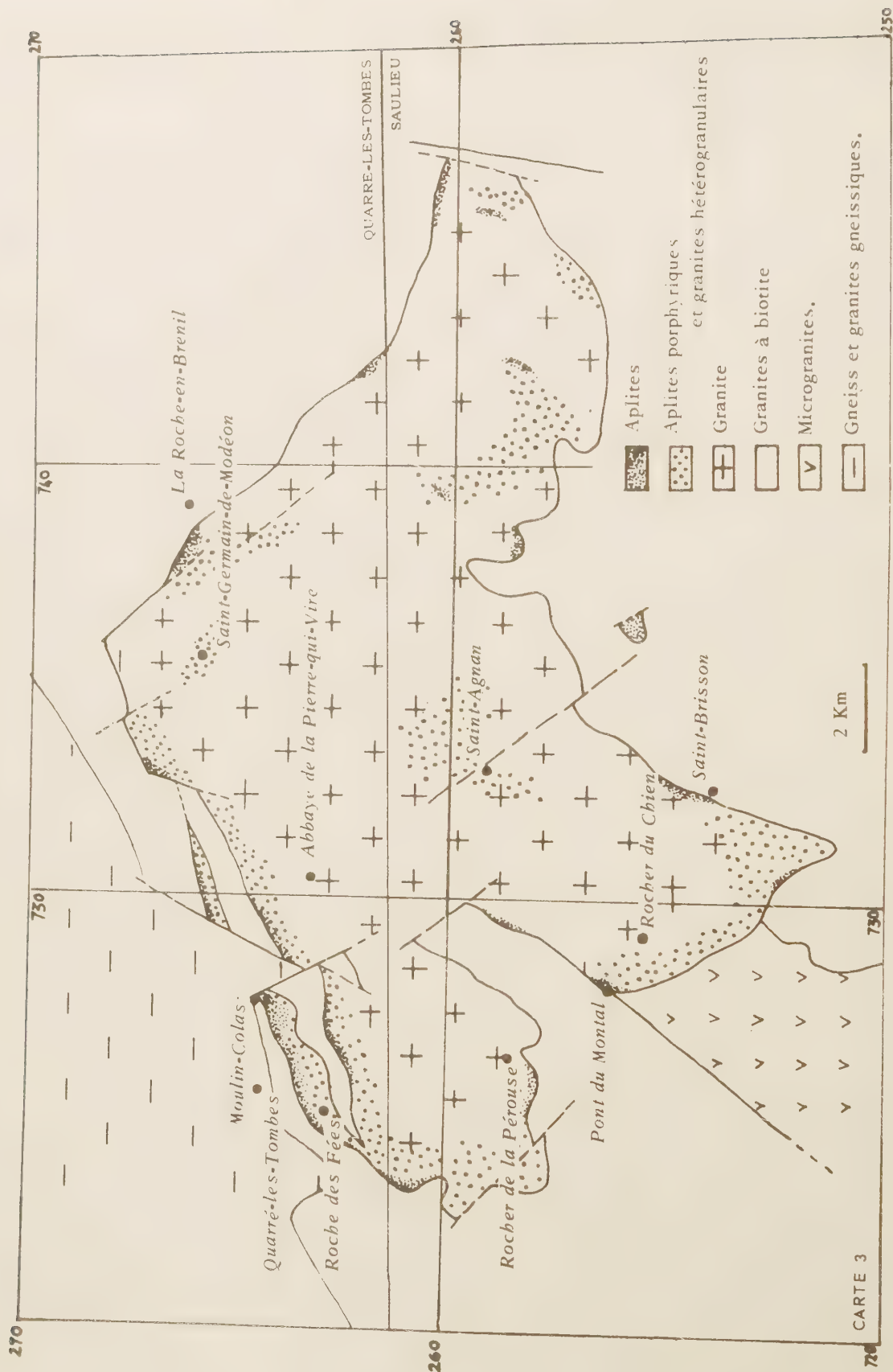
Le granite de la Brosse affleure en sommet de coupole et passe au contact du granite de Lapeyrouse à des aplites à nodules de cordiérite et à des aplites felsitiques.

Il contient des enclaves et des amas microscopiques d'aplites felsitiques. Ses feldspaths renferment des inclusions de même taille et de même nature que les minéraux constituant les aplites. Aussi le granite a-t-il vraisemblablement cristallisé après les aplites qu'il a remaniées, selon des processus comparables à ceux que j'ai indiqués pour le granite des Colettes. Son gisement, la présence de bordures aplitiques, ses caractéristiques structurales, évoquent une cristallisation à partir d'un magma. Il contient très peu de muscovite, celle-ci est soit interstratifiée dans la biotite, soit liée aux feldspaths potassiques et à la cordiérite qu'elle remplace.

CHAPITRE III

LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA PIERRE-QUI-VIRE

LE MASSIF DE LA PIERRE-QUI-VIRE



I - GENERALITES

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE.

A la pointe Nord du Morvan le massif granitique de la Pierre-qui-Vire s'avance en coin entre les pays de Saulieu à l'Est, de Corbigny à l'Ouest et d'Avallon au Nord. Au Sud il s'attache solidement au Massif Central par les hauteurs de Montsauche et le plateau des Settons.

Il n'est pas très haut, son altitude maximum est de 650 m, mais il domine de plus de 100 m les régions voisines.

La forêt, une magnifique futaie mixte, occupe sa plus grande surface et enserme quelques flots défrichés souvent d'ailleurs en cours de reboisement.

Les affleurements sont rares. Sur le plateau, le granite est profondément arénisé. Quelques blocs énormes, plats et oblongs, perchés sur des chaos, rongés de cupules et de rigoles, portent des noms évocateurs. Ce sont les dolmens de Chevresse, la Pierre des Godeaux, la Roche des Fées, le Rocher de la Pérouse, et à côté du monastère, la Pierre-qui-Vire.

La cartographie des faciès du granite est facilitée par l'observation des arènes dans les portions de route en déblai et dans quelques carrières disséminées sur le plateau.

La seule bonne coupe dans le granite frais est fournie par les vallées profondément encaissées de la Cure et de son affluent le Vignan. Les carrières de granite des environs du Monastère, de la vallée du Vemidard, de St-Germain-de-Modéon, celle de la Roche-en-Prenil dans les aplites, permettent de bonnes observations ponctuelles, complétées par quelques affleurements sur les bords en pente du massif.

2 - HISTORIQUE.

Auguste Michel-Lévy fut le premier à reconnaître en détail le massif et à en donner une carte dans la première édition des feuilles d'Avallon et de Château-Chinon (1887). Déjà en 1879 au cours de la Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France, il discutait les termes de « granulite » et « microgranulite » et parlait du « grand massif tabulaire de granulite de la Roche du Chien », qu'il jugeait postérieur aux granites à biotite et aux gneiss qui l'entourent. Plus tard, Albert Michel-Lévy reprend l'étude de la région dont il donne la classique monographie, « Les terrains primaires du Morvan et de la Loire » (1908). Il poursuit son travail et publie en 1932 de nouveaux levés dans la deuxième édition des cartes géologiques au 1/80 000 d'Avallon et de Château-Chinon. Selon lui le massif de la Pierre-qui-Vire est intrusif dans les gneiss et les micaschistes qui le bordent au Nord et dans le granite à biotite de la région de Lormes et Saulieu, lui-même intrusif dans les gneiss et les micaschistes et passant progressivement au Sud-Ouest aux microgranites qui affleurent largement dans les environs de Montsauche. Des rapports entre le granite et les terrains primaires sédimentaires, volcaniques et volcanodétritiques du Morvan il conclut à l'âge post-viséen et anté-stéphanien des granites hercyniens qu'il considérait (1908) comme post-tournaisiens et anté-viséens. Cette contradiction trouve une solution en 1935 lorsque J. Jung démontre l'existence de deux générations de granites hercyniens dans le NE du Massif Central, l'une post-tournaisienne et l'autre post-viséenne. E. Raguin en 1942 affirme à nouveau le caractère intrusif du granite de Lormes.

L'étude de la région et plus particulièrement du massif de la Pierre-qui-Vire est reprise en 1953 par A. Cochet. Il décrit les contacts et met en relief la présence d'une frange aplitique passant au faciès normal à gros grain par l'intermédiaire d'une zone de transition. Il rattache au massif de la Pierre-qui-Vire les nombreux filons de granite leucocrate intrusifs dans les anatexites au Nord et les granites à l'Est et au Sud. L'un d'eux près d'Empury se différencie en un greisen à wolfram qui sera étudié par J. Geoffroy et C. Herbinger en 1957. Il met

enfin en évidence la présence de cassitérite à la teneur de 15 g/m^3 dans les arènes et les alluvions du massif lui-même

Les derniers travaux consacrés à la région ont eu lieu dans le cadre des prospections du Commissariat à l'Energie Atomique. De belles cartes au 50 000e (Saulieu - Quarré-les-Tombes et Corbigny) font la synthèse d'observations très fines. Elles montrent l'existence dans le massif de la Pierre-qui-Vire d'un réseau de cassures orientées à 0° - 20° à 50° et 140° . La légende de ces cartes indique la présence, en certains points de la bordure du massif de la Pierre-qui-Vire, d'un granite porphyroïde à muscovite qui serait un terme de passage avec le granite de Lormes. En d'autres points, vers Saulieu, le contact est brutal. Ce travail a été complété par un programme de géochronologie mené en collaboration avec le laboratoire de Clermont. Le granite des Settons a été daté du Viséen conformément aux observations de terrains qui le montrent intrusif dans les sédiments du Viséen inférieur et recouvert par les tufs du Viséen supérieur (H.C. Carrat et F. Weber, 1958 - Y. Vialette, 1962) - (J. Despois, H. Sanselme, Y. Vialette, 1963).

Le granite de Lormes est daté du Namurien. Enfin le granite de la Pierre-qui-Vire se place à la limite du Westphalien et du Stéphanien (295 ± 5) comme celui d'Echassières et apparaît ainsi comme le plus récent de tous les granites de la région considérée (H. Sanselme, Y. Vialette - à paraître).

3 - SITUATION GENERALE .

Les publications de tous les géologues qui ont travaillé dans le massif de la Pierre-qui-Vire donnent de celui-ci une image homogène et relativement simple. Il est intrusif au Nord dans des gneiss à cordiérite, ailleurs dans des granites à biotite, et c'est surtout de la nature et de l'âge de ce contexte que sont nées les controverses.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1 - LES TYPES ET LEURS REPARTITIONS .

Deux affleurements-clé permettent de se faire une bonne idée de la nature et de la répartition des faciès granitiques de la Pierre-qui-Vire.

Le premier se trouve à proximité du petit village de Moulin Colas, à 2 km à l'Est de Quarré-les-Tombes. Il est pratiquement continu entre les fermes placées à 100 m à l'Ouest de la route D 355, et le point coté 461 au milieu du taillis brûlé des Bois du Mont où il se termine par une tranche verticale de 5 m environ (fig.8).

Les 2 m supérieurs de cette tranche correspondent à un granite aplitique à nodules de cordiérite; ceux-ci sont sphériques et se détachent parfois de la roche en laissant leur empreinte en creux (fig. 1, pl.IV). Vers le bas les aplites se chargent en quartz globuleux de 5 mm environ puis en feldspaths de 5 à 10 mm, cependant que les nodules de cordiérite semblent se fondre dans la roche puis disparaissent totalement (fig.2, pl.IV). Cette zone transitoire a une épaisseur de 2 m. Au-dessous la pâte aplitique disparaît, tout au moins à l'observation directe, et le granite devient isogranulaire avec un grain de 5 mm - (fig.5, pl.IV).

Une coupe à 100 m à l'Ouest de la route D 355 entre Moulin Colas et Trinquelin montre que cet ensemble repose avec un faible pendage Nord-Est sur le granite à biotite de Lormes, ici en panneau dans le granite de la Pierre-qui-Vire.

L'épaisseur des aplites à cordiérite ne peut être connue car la couverture du massif, ici les anatexites à cordiérite de St-Léger-Vauban, affleure seulement à 100 m au Nord du Moulin Colas, de l'autre côté du thalweg suivi par le ruisseau de Trinquelin.

L'autre affleurement-type se trouve près du pont du Montal dans la vallée de la Cure, à 2 km au NE de Dun-les-Places, le long de la route D 24. Là, à 100 m au Nord du pont, une grande carrière est ouverte dans un granite aplitique, sans nodule de cordiérite. Au front Nord



Fig. 8 1 = *Aplites à nodules*
2 = *Aplites porphyriques*
3 = *Granite de la Pierre-qui-Vire*
4 = *Granite à biotite de Lormes*

de la carrière il est isogranulaire à grain fin, vers le Sud on le voit se charger en quartz et en feldspaths de taille moyenne et passer ainsi progressivement à un granite à grain moyen qui paraît isogranulaire à l'observation directe (fig.9).

Le passage se fait selon une zone sensiblement verticale mais irrégulière. Il est particulièrement net lorsque cette zone est localement horizontale, comme le montre la photographie d'un échantillon (fig.3, pl.IV). Le granite à grain moyen comporte encore une phase finement grenue qui disparaît totalement au niveau de la route forestière de la forêt de Breuil.



Fig. 9 1 = *Aplites*
2 = *Granite hétérogranulaire*
3 = *Granite de la Pierre-qui-Vire*
4 = *Granite à biotite de Lormes*

Vers le Nord, l'aplite affleure encore très localement à 50m de la carrière. A 800m de la carrière, au Nord de « la scierie », une carrière est creusée dans le granite à biotite de Lormes.

Il est cependant possible, grâce aux arènes, de préciser davantage le contact entre les aplites et le granite à biotite. Il est vraisemblablement vertical et les aplites ont une épaisseur voisine de 100m.

Ces deux affleurements découvrent, dans de bonnes conditions d'observation, tous les faciès rencontrés dans le massif, à savoir des aplites à nodules de cordiérite et des granites hétérogranulaires, enfin le granite isogranulaire à grain moyen de la Pierre-qui-Vire.

Les aplites à nodules de cordiérite (fig.1, pl.IV).

Elles sont localisées vers la bordure Nord du massif, aux environs de Moulin Colas et à l'Ouest de la Roche-en-Brenil, près de l'étang de Tournemire, où on les exploite dans de très grandes carrières.

Ce sont des roches roses, très compactes, à grain fin compris entre 0,20 et 1 mm. Les nodules ont un diamètre moyen de 1 cm, les plus gros ne dépassant pas 2 cm. Leur répartition dans la roche est assez homogène. Des comptages sur calque, à la maille de 1 cm, montrent qu'ils représentent approximativement 4% du volume de la roche. Ils sont constitués par un agrégat de quartz arrondis, dans la proportion de 45%, cimentés par une cordiérite xénomorphe monocristalline, le plus souvent totalement phyllitisée.

Les quartz et les plagioclases sont généralement automorphes, la perthite plutôt xénomorphe.

Les îlots granophyriques sont fréquents. Ces aplites, on l'a vu, passent de façon progressive au granite par apparition de gros cristaux automorphes de quartz et de perthite.

Les aplites du Montal (fig.3, pl.IV).

Caractérisées au Pont du Montal on les trouve sur le bord Ouest du massif, à l'Est dans la région de Molphey, et au Sud aux environs de St-Agnan et Eschamp.

Elles sont roses comme les précédentes, leur grain est un peu plus gros et se place entre 0,5 et 1 mm. Les quartz arrondis et quelques plagioclases sont en général inclus dans les perthites engrenées les unes dans les autres. La micropegmatite, fréquente au Nord du massif en particulier à la Roche des Fées, est pratiquement inexistante au Pont du Montal.

Ces aplites passent au granite par apparition progressive de gros cristaux de quartz et de perthite, comme les aplites à nodules de cordiérite mais de manière moins spectaculaire. En effet, les minéraux de la phase aplitique grossissent eux aussi dans la zone de transition et les différences de taille s'estompent progressivement.

- Au pont du Montal, les aplites contiennent des enclaves également aplitiques mais plus riches en biotite et dont la structure est légèrement fluidale.

Le granite hétérogranulaire ou de transition. (fig.2, pl.IV - fig. 4, pl. IV).

Il représente le terme de passage des aplites au granite de la Pierre-qui-Vire et se caractérise par la coexistence de minéraux de taille différente. Son aspect est évidemment très variable depuis les *aplites porphyriques* (fig.2, pl.IV) bien représentées sur la bordure Nord, où l'opposition est très nette entre la phase aplitique et les phénocristaux de quartz et de perthite, jusqu'au *granite de la Roche des Fées* où la phase aplitique est très discrète et qui se distingue surtout du granite par son grain irrégulier (fig.4, pl.IV).

Le granite de la Pierre-qui-Vire (fig.5, pl.IV).

Il est localisé au centre du massif. C'est une belle roche compacte, rose, équante, à grain moyen variant de 5 à 10 mm. Les quartz sont globuleux, rarement dihexaédriques, et les feldspaths subautomorphes. Au croisement des routes de la Provençhère et de l'Abbaye, il contient des amas d'aplites porphyriques auxquelles il passe de manière graduelle. Ce sont les seules enclaves que j'ai observées dans ce granite, avec, bien sûr, le grand panneau en croissant de granite porphyroïde qui s'étend sur 8 km le long de la bordure Nord du massif, du Sud de Quarré, au Sud de St-Andeux - Les cartes du C.E.A. indiquent la présence de muscovite dans le granite qui constitue le panneau, mais il ne représente pas pour autant un faciès de transition entre le granite de la Pierre-qui-Vire et le granite de Lormes. Il est d'aspect analogue au granite

de Lormes dont il a, on le verra, la composition chimique. Ce panneau, par sa forme et sa taille, évoque un « roof-pendant ».

Les aplites sécantes .

Quelques filons aplitiques recoupent les faciès précédents. Il en est de beaux exemples aux Roches de la Pérouse et à l'étang des Pontameaux. Ces aplites, plus blanches que les aplites de bordure, sont caractérisées par de grandes taches de muscovite, ainsi que par une texture légèrement fluidale.

En conclusion, la présence de faciès aplitiques en bordure du massif, la netteté des contacts, conduisent à envisager une mise en place sous forme de magma. Le panneau en croissant du granite de Lormes, noyé dans le massif permet de supposer pour cette mise en place, un processus de cauldron-subsidence.

2 - LES MINÉRAUX CONSTITUANTS DES ROCHES DU MASSIF .

Le quartz

Il est en général globuleux, quelle que soit sa taille. Dans les aplites, il est fréquemment cunéiforme, soit en association granophyrique, soit simplement en inclusion dans les feldspaths.

Les aplites porphyriques renferment de beaux cristaux parfaitement dihexaédriques, entourés d'une auréole de micropegmatite. C'est là une structure que P. Vincent explique (1961) par un processus de « porphyrisation », c'est-à-dire par le développement de gros cristaux dans une pâte fine par remobilisation locale de cette pâte. La signification de cette structure qui est celle des phénocristaux feldspathiques sera discutée au moment de l'étude des feldspaths.

Une étude du comportement à l'ATD des quartz des principaux faciès granitiques du massif (C. Lévy et J. Lameyre, à paraître), met en évidence une corrélation entre les formes des pics, la température d'inversion commençante, et la nature et la position de ces faciès. Les quartz des aplites à nodules de cordiérite donnent des pics très aigus, qui traduisent une marge étroite de température d'inversion et donc, vraisemblablement une cristallisation, dans des conditions strictes. Ils sont comparables à ce point de vue aux quartz des granites aplitiques de Montaigut et aussi à ceux de la rhyolite de Montreuillon.

Les pics des quartz des aplites porphyriques et des granites de transition sont de plus en plus étalés au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre. Les températures d'inversion se placent sans doute dans une bande de température plus large, ce qui signifie vraisemblablement que les conditions de cristallisation étaient de moins en moins strictes. En même temps les températures du départ de l'inversion sont de moins en moins élevées.

Les quartz des aplites et du granite du Pont du Montal s'éloignent beaucoup de ceux des roches de la bordure Nord. Les pics sont très étalés et le départ des inversions se fait à température encore plus basse et sont pratiquement superposables aux pics des quartz des granites d'Echassières.

Les feldspaths

Tous les faciès présentent à la fois un feldspath potassique perthitique et un plagioclase acide.

Les feldspaths potassiques sont des microperthites à films d'albite maclées selon la loi de Carlsbad et en général subautomorphes.

Celles des aplites porphyriques et, dans une moindre mesure, des granites intermédiaires, renferment des inclusions de quartz et plus rarement de plagioclases localisées surtout dans la partie externe du cristal. La photographie (fig.3, pl.V) montre un aspect très caractéristique des perthites dans les aplites porphyriques.

- Un noyau maculé Carlsbad contenant en son centre - non visible sur la photo - un plagioclase, est entouré par une zone granophyrique de 0,10 mm de large dont le bord interne dessine les formes d'un cristal automorphe. A l'extérieur de cette zone, la perthite est chargée d'inclusions de quartz et de plagioclases, de même forme et de même taille que ceux de la mésostase aplitique.

Le plan de macle traverse tout le cristal, mais avec un décalage selon (001) au niveau du passage du noyau à la zone granophyrique, puis de nouveau au sortir de cette zone. - On retrouve ici une structure très proche de celle des aplites porphyriques de la Croix-Lambin dans le massif d'Echassières.

Deux interprétations sont possibles : celle qui vient d'abord à l'esprit est de considérer le noyau automorphe comme un phénocrystal et sa frange poecilitique comme un phénoblaste développé autour de lui, dans un stade post-magmatique. Cette solution, simple et élégante, a été proposée par J. Didier (1963) dans son étude des faciès de bordure du granite de l'Aigoual. Il l'appuie par la description de cristaux mixtes de feldspaths formés d'un noyau orthosique généralement ovoïde, frangé de microcline. Elle représente une évolution de l'idée de P. Vincent (1961) que j'ai rappelée plus haut. Selon J. Didier, si les grands cristaux se sont développés par un processus de « porphyrisation » conduisant à la plutonisation de la roche par réorganisation de la pâte ils l'ont fait « autour d'une ébauche phénocristalline ». Aussi bien pour Vincent que pour J. Didier la micropegmatite apparaît comme un stade intermédiaire de mobilisation de la pâte, avant sa réorganisation en grands cristaux.

Ici les propriétés optiques des noyaux et de leur auréole sont, de fait, parfois différentes - L'angle d'axe des noyaux varie de 54° à 60° et celui des auréoles est voisin de 65° . Toutefois, dans la plupart des cas, et en particulier pour le cristal très typique dont j'ai donné la photographie, les angles d'axes sont identiques et voisins de 52° . Dans tous les cas, enfin la micropegmatite qui sépare l'auréole poecilitique du noyau homogène a le même angle d'axe que ce noyau.

Aussi je pense que la frange pegmatitique fait partie du noyau et que la possibilité d'une cristallisation synchrone des quartz et des feldspaths dans l'auréole poecilitique ne peut être totalement écartée.

Dans l'hypothèse d'une plutonisation le développement des grands cristaux se ferait de bas en haut ou plutôt du centre vers les bords, à partir d'un matériel aplitique dont seule la tranche supérieure aurait été épargnée. Dans le cas d'une simple cristallisation magmatique l'apparition de ces phénocristaux se ferait des bords vers le centre. Dans la partie marginale, brusquement figée, les minéraux cristallisent ensemble et s'agencent en une structure aplitique. Vers le bas une cristallisation de moins en moins brutale conduit au développement d'une quantité de plus en plus grande de phénocristaux.

En tout état de cause, comme l'a fait remarquer J. Didier, les phénocristaux ne peuvent être vraiment précoces et charriés dans le magma car alors, il s'en trouverait dans les aplites de bordure.

Il n'existe pas ici d'élément permettant de choisir entre ces deux solutions, également valables aux yeux de Tuttle et Bowen qui écrivent dans les conclusions de leur « Origin of granite ... » :

« Dans certains faciès de bordure du granite de Beinn et Dubhaich, les plagioclases et les feldspaths alcalins apparaissent en phénocristaux dans une pâte finement grenue. Ces « phénocristaux » peuvent devoir leur origine à la cristallisation du magma mais il faut aussi envisager la possibilité d'une croissance post-magmatique ».

La croissance post-magmatique est, en effet, la seule explication logique de la présence dans les roches de la bordure ou dans des enclaves, de cristaux feldspathiques semblables à ceux du granite lui-même. Mais ici on ne peut observer en continuité le granite et les roches de son toit. D'ailleurs cela serait-il, le seul fait que la tranche supérieure ait échappé à la plutonisation suffit à rendre le processus de plutonisation indémontrable.

Les perthites du granite ne sont pas aussi curieuses et complexes. Elles renferment simplement de petites inclusions de quartz globuleux qui tendent à se raréfier avec

l'éloignement des bordures. Quelquefois une frange claire dessine au coeur du cristal une forme polygonale ou ovoïde (fig.2, pl.V).

Dans tous les faciès, aplites, aplites porphyriques, granites, les feldspaths potassiques supportent des muscovites xénomorphes en association symplectique avec le quartz (fig.5, pl.V).

Les phénomènes d'albitisation, si intenses dans le massif d'Echassières sont ici beaucoup plus discrets. Ils se limitent, on le verra, aux bordures des cristaux.

Symétrie et chimisme - Les feldspaths potassiques ont été extraits selon le processus utilisé pour ceux du massif d'Echassières. Il permet l'élimination des inclusions mais les perthites ne sont pas débarrassées de leurs films d'albite.

Les mesures de l'indice de triclinisme ont été réalisées par Mme J. Mergoil et les dosages d'alcalins par Mlle J. Orliac.

Localisation	- 2 V	Indice de triclinisme	N° d'analyse chimique	% orthose
Aplites à nodules de cordiérite de Moulin Colas	62	36	3158	67
Aplites du Pont du Montal.....	65	19	3156	76
Granite hétérogranulaire de la Roche des Fées.....	58	36	3154	72,50
Granite hétérogranulaire du Pont du Montal	58	13	3155	76
Aplites porphyriques de Moulin Colas	54 - 62	17	3159	73,50
Aplites porphyriques à muscovite de Moulin Colas.....	58 - 70	61	3161	82,60
Aplites porphyriques en panneau dans le granite près de l'Abbaye.....	55 - 65	33	3160	76,30
Granite de l'Huis St-Benoît,..	62	39	3153	67,50
Granite de la Roche du chien	56	24	3157	71

Ces mesures placent l'ensemble des feldspaths potassiques dans la zone des microclines intermédiaires.

- Le coefficient de Barth varie entre 0,25 et 0,30, sauf pour deux roches, les aplites à nodules de cordiérite où il atteint 0,40 et les aplites porphyriques immédiatement inférieures où il descend à 0,20.

Il est intéressant de noter que la similitude constatée entre les aplites à nodules de cordiérite de la Pierre-qui-Vire et les aplites de Montaut-en-Combrailles se retrouve dans ce caractère.

Les plagioclases

Ils sont généralement zonés de façon très nette dans les faciès porphyriques avec une composition variant entre An = 20 au maximum au centre, et An = 0 au bord. Ils sont maclés

selon les lois de l'albite et de Carlsbad et plus rarement du péricline.

Dans les aplites porphyriques, les plagioclases ne représentent qu'une faible partie des phénocristaux. Dans ce cas leur bordure est faite d'une association d'albite et de quartz. L'aspect est beaucoup plus celui d'une micropegmatite que celui d'une myrmékite. Les quartz sont anguleux ou globuleux, mais toujours monocristallins.

Les plagioclases des granules du coeur du massif ne contiennent que rarement des inclusions de quartz globuleux. Leur zonation est très floue et progressive depuis un coeur constitué par de l'oligoclase An 15 jusqu'à une bordure d'albite pure qui se rattache souvent à un réseau albitique entourant tous les autres minéraux. Son contact avec la perthite est en dents de scie (fig.1, pl.V).

Avec les quartz le contact est régulier. Il est difficile de penser avec Gates et Scheerer (1963) à un remplacement de l'albite par le quartz. Au contraire, cette albite semble avoir cristallisé la dernière entre les autres minéraux et remplacer en partie la perthite dont les films d'albite sont orientés de façon apparemment quelconque par rapport aux franges en dents de scie. Je me range en tout cas à la conclusion de Gates et Scheerer qui voient dans ces bordures en dents de scie « l'effet du fluide interstitiel à la fin de la cristallisation ».

En aucun cas l'albite des franges ne présente de macles du péricline ou de l'acline. Lorsqu'on se rapproche des bordures, dans les granites intermédiaires, les franges deviennent discontinues et formées d'un agglomérat de petites albites en grains plus ou moins désordonnés.

Les micas

La biotite est le mica le plus abondant - Elle est généralement très fraîche et pléochroïque, très riche aussi en inclusions de zircons et d'apatite soit globuleuse, soit aciculaire. Parfois, dans les faciès de bordure, elle est extrêmement poecilitique et contient des quartz globuleux. Au contraire, dans les granites, on peut la voir en inclusion dans les quartz.

Les plages décolorées, tout à fait identiques à celles que j'ai décrites à propos des granites d'Echassières, sont réparties dans tout le massif, mais particulièrement abondantes dans la zone du pont du Montal où la teneur en muscovite est la plus importante. Le passage de la biotite au mica incolore semble progressif et se faire par l'intermédiaire d'un mica gris. Une étude d'une section particulièrement représentative, taillée dans les aplites du Pont du Montal a été réalisée au BRGM à l'aide de la sonde de Castaing par C. Bahezre (1965). Voici un extrait de son rapport :

« Section AHO »

Le mica à étudier est représenté sur la planche (pl. VI).

Sur la photo optique, on distingue la zone analysée (en sombre au centre) et l'emplacement des « scannings » ou balayages automatiques.

Les variations en Fe, Mn, Al, Si enregistrées dans les zones I et II sont représentées par les clichés de forme carrée en haut et en bas de la planche, les parties blanches correspondant aux teneurs les plus élevées.

« Balayage II »

Les cartes du Fe et du Mn présentent 3 zones de concentrations distinctes, celle de l'Al, deux seulement. Nous avons procédé à leur dosage et les résultats sont les suivants : (en %) : Al = 13 - 20

Fe = 2,5 - 4,5 - 13,5

Mn = 0,2 - 0,2 - 0,8 ».

- La photo optique (1) montre, dans le secteur couvert par le balayage I la décoloration graduelle de la biotite. Dans le secteur du balayage II on peut voir le même phénomène, mais ici la biotite est associée à de la muscovite (à l'extrême gauche). La tache sombre allongée qui apparaît sur la muscovite est due à une bulle, formée dans la résine entre la section et le porte-objet, au moment de la préparation de la section pour le traitement à la sonde, comme le montre la photo prise avant ce traitement (fig.4, pl.V).

Le balayage I montre des cartes du fer, de l'aluminium et du silicium parfaitement homogènes, et où n'apparaissent absolument pas les variations constatées au microscope optique.

Le balayage II montre, lui, que les contours de la muscovite et de la biotite sont extrêmement nets et qu'il n'existe aucun passage continu entre les deux minéraux. Bien plus, les cartes du fer et du magnésium mettent en évidence une zonation nette à l'intérieur de la muscovite, zonation qui se place en travers des contours de la muscovite et de ses clivages (001).

La biotite décolorée reste donc de la biotite, les différences optiques tenant à un élément non dosé, peut être le titane (C. Bahezre, R. Michel, P. Vialon - 1965) ou encore à un phénomène uniquement physique.

Le balayage I montre, d'autre part, que l'association symplectique qui sépare la biotite de la perthite au Sud de la photographie est bien constituée par de la muscovite et du quartz. Ceci est particulièrement évident sur les cartes du fer et du silicium. Cette donnée est fort importante car les associations sont le plus souvent trop fines pour que le quartz puisse être déterminé avec certitude.

Composition chimique.

Quelques biotites extraites des principaux faciès du massif ont été analysées :

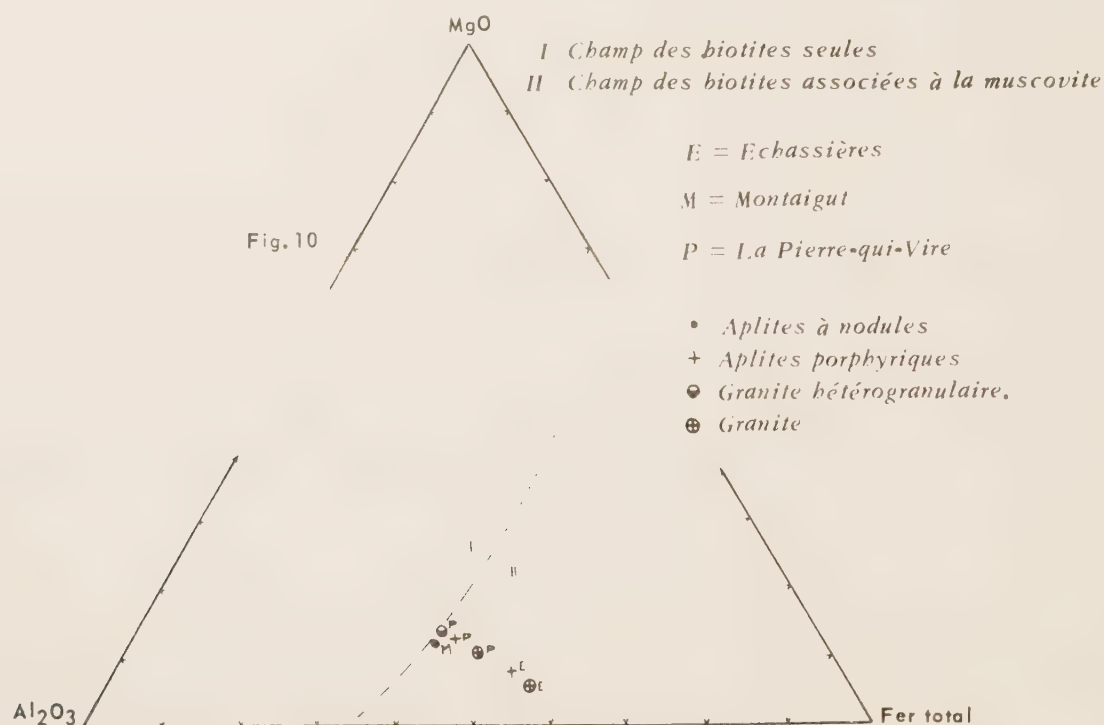
- (1) - Biotite du granite - Carrière de l'Huis-St-Benoît
analyse 2335 F. Cantagrel, 1964.
- (2) - Biotite des aplites porphyriques de Moulin Colas
analyse 2316 J. Orliac, 1964.
- (3) - Biotite du granite hétérogranulaire de la Roche des Fées
analyse 2135 J. Orliac, 1964.

Compositions chimiques				Formules				
	1	2	3		1	2	3	
SiO ₂	33,40	32,65	36	z	Si	5,05	5,20	5,61
Al ₂ O ₃	23,80	20,40	19,50		Al	2,95	2,80	2,39
Fe ₂ O ₃	8,40	8,40	8,40	y	Al	1,50	1,07	1,19
FeO	15,25	14,20	15,50		Ti	0,21	0,10	0,08
MgO	5,80	6,10	6,40		Fe ⁺⁺⁺	0,97	1,01	1,00
					Fe ⁺⁺	1,93	1,88	2,01
CaO	0,60	1,40	0,60	x	Mg ⁺⁺	1,32	1,45	1,50
Na ₂ O	0,70	0,30	0,25		Mn	0,05	-	0,05
K ₂ O	7,10	6,80	7,20		Ca*	0,10	0,24	0,10
					Na	0,20	0,10	0,07
TiO ₂	1,80	0,85	0,70		K	1,38	1,37	1,44
P ₂ O ₅	nd	nd	nd		(OH)	3,13	4,85	2,55
MnO	0,40	nd	0,40					
H ₂ O +	3,10	3,70	2,45					
H ₂ O -	0,40	1,20	1,00					

* Ca : P₂O₅ n'a pas été dosé. Il est vraisemblable qu'une bonne partie du calcium, en particulier dans la biotite n° 2, appartient aux inclusions d'apatite.

Leur teneur élevée en Fe₂O₃ et en TiO₂ place ces biotites à la limite des champs des granites et des diorites dans le diagramme de A.E.J. Engel et C.G. Engel (1960).

Sur le diagramme $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, imaginé par S.R. Nockolds (1947), elles se placent dans le champ des biotites associées à la muscovite ou à la topaze, très près de sa limite avec le champ des biotites seules (fig.10). La biotite du granite est plus alumineuse que celle



des aplites porphyriques et du granite hétérogranulaire. J'ai pointé sur le même diagramme, les biotites extraites des granites d'Echassières. Là encore, la biotite du granite est plus alumineuse que celle des aplites de la Croix-Lambin, mais l'une et l'autre sont plus alumineuses que les biotites de la Pierre-qui-Vire, et elles se placent en plein dans le champ des biotites associées à la muscovite. Quant à la biotite du granite à grain fin de Montaigut, très pauvre en muscovite, elle rejoint les biotites de la Pierre-qui-Vire près du champ des biotites seules.

La muscovite

Elle est présente partout mais en quantité faible, sauf toutefois dans les granites de la partie occidentale du Massif. On la retrouve interstratifiée dans la biotite ou sur les perthites où elle présente une association caractéristique avec le quartz (fig.5, pl.V). Enfin elle constitue la plus grande partie des produits d'altération de la cordiérite. Je n'ai pu réussir à séparer ces différentes sortes de muscovite, aussi en plus des analyses de muscovite « totales », une étude à la sonde de Castaing a été réalisée au B.R.G.M.

Composition chimique des muscovites « totales ».

- 1 - Muscovite du granite - carrière de l'Huis-St-Benoît.
Analyse 2554 - J. Orliac, 1964.
- 2 - Muscovite des aplites porphyriques de Moulin Colas.
Analyse 2253 - J. Orliac, 1964.
- 3 - Muscovite des aplites du Pont du Montal.
Analyse 2332 - J. Orliac, 1964.
- 4 - Muscovite du granite hétérogranulaire du Pont du Montal.
Analyse 2331 - J. Cantagrel, 1964.

Compositions chimiques					Formules					
	1	2	3	4		1	2	3	4	
SiO ₂	43,50	41,60	43,70	44,20	Z	Si	6,05	5,70	5,98	5,97
Al ₂ O ₃	34,05	33,70	36,10	34,55		Al	1,95	2,30	2,02	2,03
Fe ₂ O ₃	2,40	2,10	2,10	2,85	Y	Al	3,67	3,14	3,80	3,46
FeO	1,15	2,10	2,50	2,15		Ti	0,005	0,005		-
MgO	2,90	2,90	2,00	1,80		Fe ⁺⁺⁺	0,185	0,21	0,215	0,29
						Fe ⁺⁺	0,21	0,24	0,295	0,24
CaO	1,40	2,20	0,60	0,50		Mg	0,60	0,60	0,18	0,36
Na ₂ O	1,15	1,30	0,80	0,80		Mn	-	-	0,01	-
K ₂ O	8,95	8,50	8,80	8,40						
TiO ₂	0,05	0,10	+ 2	+ 2	X	Ca ⁺	0,16	0,325	0,07	0,05
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,10	0,10		Na	0,30	0,35	0,215	0,21
MnO	nd	nd	0,10	nd		K	1,58	1,50	1,54	1,44
						(OH)	4	4,45	3,10	3,80
					"Parag.	16	19	12,5	12,7	
H ₂ O +	4,30	4,90	3,40	4,20						
H ₂ O -	0,20	0,70	0,60	1,20						
	100,35	100,20	100,80	100,65						

* La teneur en Ca des muscovites 1 et 2 est beaucoup plus forte que dans les muscovites des aplites et granites du Pont du Montal. On peut noter également un certain écart en ce qui concerne le sodium.

Etude à la microsonde électronique de Castaing. Rapport de C. Bahezre :

« Section AHM (micas remplaçant la cordierite).

L'hétérogénéité de la zone à étudier (à l'intérieur du rectangle gravé) apparaît très nettement sur la photo, prise en lumière transmise. Mais le microscope de la microsonde ne permet pas de déceler les différents types de micas présents

Nous n'avons pu que déterminer les teneurs minima et maxima en Fe, Al et Mg, enregistrées en plaçant au hasard, à l'intérieur du rectangle, le point d'impact de la sonde.

Les résultats sont les suivants (en " ") :

Fe : 2 - 18

Al : 13 - 25

Mg : 9,5 - 4

Section AHN (muscovite en association avec le quartz sur la microperthite)

Mica très homogène.

Le dosage des trois éléments : Fe, Al, Mg a donné les concentrations ci-dessous :

Fe : 2%

Al : 21%

Mg : 0,6% »

Section AHO (biotite décolorée)

L'étude de la biotite décolorée de la section AHO a montré que la biotite décolorée restait une biotite. La muscovite zonée qui l'accompagne contient 2,8% de fer total au centre et 4,5% à la périphérie. Elle est donc nettement plus ferrifère que la muscovite associée à la perthite. Sa teneur en Mn varie légèrement autour de 0,2% , Al est constant et égal à 20%.

La cordiérite

Elle existe à peu près partout dans le massif, mais se présente sous des aspects fort différents.

Dans les aplites de Moulin Colas, elle forme des nodules sphériques de 1 à 2 cm qui ont la composition suivante :

Quartz globuleux	43,5 %
Plagioclases	9,5 %
Perthite	6 %
Cordiérite	41 %

La cordiérite paraît constituer un ciment aux grains de quartz. Autour des nodules la pâte aplitique est formée de :

Quartz	40 %
Albite	25,5 %
Perthite	28,5 %
Biotite	1,5 %
Muscovite	2,7 %
Opaques	0,7 %
Apatite	0,3 %
Cordiérite	0,8 %

Dans la plupart des cas la cordiérite est complètement phyllitisée.

L'origine de tels nodules a déjà été discutée au moment de l'étude des granites de Montaigut-en-Combrailles. Ici, comme à Montaigut, ils sont localisés aux aplites de la bordure touchant à des gneiss à cordiérite. Ils peuvent s'interpréter, soit comme une ségrégation magmatique, soit encore comme une restite c'est-à-dire un résidu de l'anatexie d'enclaves de gneiss. Comme à Montaigut, la répartition régulière et la taille équivalente des nodules, s'accordent assez mal avec cette solution.

Au niveau des aplites porphyriques, de petits agrégats de quartz et de cordiérite coexistent avec des prismes automorphes de pinite, beaucoup plus petits que dans l'aplite porphyrique de la Croix-Lambin. Dans les granites enfin, la cordiérite est sporadique. Elle est xénomorphe mais non poecilitique.

Cette évolution de l'habitus de la cordiérite a certainement une signification. Les nodules sont localisés ici comme à Montaigut-en-Combrailles aux faciès de bordure, et la cordiérite est toujours associée au quartz dans des proportions trop strictes pour être fortuites. Il est possible que ces associations résultent d'une cristallisation simultanée des deux minéraux comme le pensait Shibata (1936).

Les minéraux accessoires

La tourmaline est sporadique. Elle se présente en agrégats de quelques cm³ dans le granite et les aplites du Pont du Montal. Elle forme, dans les perthites, un réseau monocristallin selon une disposition déjà étudiée et discutée à propos du granite d'Echassières, et pour laquelle j'avais envisagé la possibilité d'une cristallisation de la tourmaline dans un stade précoce.

Le plus souvent la tourmaline est zonée avec un cœur bleuté et un cortex jaune-brun.

Des aiguilles de 5 μ de diamètre en inclusion dans les quartz, ont le pléochroïsme de la tourmaline, très atténué par leurs faibles dimensions.

L'apatite. Elle donne des prismes courts. Il est vraisemblable que de fines aiguilles, tubulaires, incluses dans les quartz avec la tourmaline sont à rapporter à ce minéral. Ces

aiguilles ont en effet les caractères que décrit J. Didier (1963) qui a vérifié leur nature à l'aide de la microsonde de Castaing.

Le zircon, le rutile et les minéraux opaques sont rares et associés à la biotite.

3. COMPOSITIONS MODALES

Type de roche		Aplites à nodules de cordiérite			Aplites du type Pont du Montal					
Numéro		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Quartz		37	40	37	33	40	41	35,7	40,5	38
Albite		25,5	25	28,5	31,7	20	16,5	21,7	18,5	27,5
Perthite		33	27,5	29	29	31	32,5	32	34	25,5
Biotite		1,5	1,5	1	2	0,2	3,5	3	1,3	1,6
Muscovite		1,5	2,5	2	1	8	4,2	5,9	5,5	7
Cordiérite		1	2,5	2	3	0,3	1,7	1,5	+	0,2
Apatite		0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Min. opaques		0,4	0,8	0,4	0,2	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1
Divers		-	-	-	Tourm. +	Tourm. 0,2	Tourm.	Tourm.	+	
Indices Jung et Brousse	SAT	39	43	39	35	39	45	40	43,5	41,5
	COL	3	5	3,5	5,3	1	5,8	4,7	1,5	2
	FEL	57 - 100	52 - 100	50 - 100	50 - 100	39 - 100	66 - 100	60 - 100	65 - 100	45 - 100

Localisation :

Aplites à nodules de cordiérite

- 1 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,6/264,3.
- 2 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,1/263,8.
- 3 - La Roche-en-Brenil - Quarré-les-Tombes 738/266,1.

Aplites type Pont du Montal

- 4 - La Roche des Fées - Quarré-les-Tombes 725/263.
- 5 - Pont du Montal - Saulieu 728/256,5.
- 6 - Aplites orientées enclavées dans précédent.
- 7 - Aplites orientées enclavées dans précédent.
- 8 - St-Andeux - Quarré-les-Tombes 732,8/267.
- 9 - Cotâpre - Quarré-les-Tombes 742,5/261,1.

Les faciès intermédiaires

Type de roche		Aplites porphyriques				Granites hétérogranulaires				
Numéro		10	11	12	13	14	15	16	17	18
Quartz		27,5	31,70	32	35	36	40,5	32	38	30
		* 2,5	6,5	9,7	7,5					
Albite		32,3	20,6	23,6	25	23	25,7	26,5	22,5	29
		* 1,3	8	2	5,5					
Perthite		31,4	40,7	42,5	34	33,2	27	34,5	31,5	35
		* 7,2	31,5	2,5	3					
Biotite		6	4,5	1,1	2,4	3,2	2,5	3	2	1,5
Muscovite		2,2	0,8	0,6	1,5	1,2	3,5	2,2	5,5	3,8
Cordiérite		0,3	1,5	+	1,5	3,2	-	1,5	0,5	0,7
Apatite		0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
Minéraux opaques		0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,6	0,1	0,3	0,6
Divers		-		-	zircons 0,1	tourm.	-	tourm.	tourm.	-
Indices Jung et Brousse	SAT	30	34	33	37	39	43	34,5	41,5	31,5
	COL	6,6	6,2	1,3	4,5	6,6	3,3	4,80	2,5	2,2
	FEL	49-100	66-100	65-100	58-100	59-100	51-100	56-100	41-100	55-100

* Ces chiffres représentent le pourcentage des cristaux entourés de micropegmatite.

Localisation :

Aplites porphyriques.

- 10 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,6/264,3.
- 11 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,4/264,2.
- 12 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,1/263,8.
- 13 - Enclave dans le granite - Quarré-les-Tombes 730,7/264,5

Granites hétérogranulaires.

- 14 - La Roche des Fées - Quarré-les-Tombes 725/263.
- 15 - Pont du Montal - Saulieu 728/256,5.
- 16 - St-Germain-le-Bas - Quarré-les-Tombes 735,5/265,9.
- 17 - St Brisson - Saulieu 732,3/254,7.
- 18 - St Agnan - Saulieu 732,4/258,9.

Granite à grain moyen de la Pierre-qui-Vire

Numéros	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Quartz	23,5	35	33,4	34,5	35,5	33	37	41	33,3
Albite	28,5	25	29,5	27,7	21,7	25	21	21	38
Perthite	44	35	33,4	30,8	29,5	35	34	29,5	20
Siotite	1,6	2,4	2,6	2,5	6,2	2,10	2,2	3,2	4,5
Muscovite	1,6	1,6	0,9	4,3	6,2	3,8	4,8	3,6	3,6
Cordiérite	0,6	0,8	-	0,1	0,6	0,8	0,8	0,3	0,5
Apatite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
Min,opaques	0,1	0,1	0,1	-	-	0,2	-	0,2	-
Divers	tourm,	tourm,	tourm,	tourm,	0,1 tourm,		tourm,	-	-
Indices Jung et Brousse	SAT	24,5	37	35	37	41	35,5	40	44,5
	COL	2,4	3,4	2,8	2,7	7,1	3,2	3,2	4,9
	FEL	61-100	58-100	53-100	53-100	58-100	55-100	62-100	42-100
									34,5

Localisation :

Granite à grain moyen de la Pierre-qui-Vire

19 - Carrière de l'Huis-St-Benoît - Quarré-les-Tombes 731/263.

20 - -ibid.-

21 - La Roche du Chien - Saulieu 729/255,1.

22 - -ibid.-

23 - Roches de la Pérouse - Saulieu 726,3/258,4.

24 - Vallée de la Cure - Saulieu 725,1/259,6.

25 - Le Vieux Dun - Saulieu 725,3/258,3.

26 - Forêt de Saulieu - Saulieu 741,6/258,4.

27 - Forêt de Saulieu 745,5/258,6.

Types divers

Type de roche		Aplites sécantes		Granite de Lormes et ses enclaves					Granite de Maison Baude
Numéro		28	29	30	31	32	33	34	35
Quartz		41,5	41,5	32,5	29,5	31,5	29	20	30
Plagioclase		25,5	23,5	24	34	26	27,3	50	33
Perthite		26,5	24	38	27	35,5	28	2,6	29
Biotite		0,2	1,5	4,2	8,5	6,4	14	23,2	5
Muscovite		6,1	8	1	0,3	-	0,2	-	2,5
Cordiérite		0,1	1	-	-	-	-	-	0,4
Apatite		0,1	0,2	0,1	0,4	0,3	0,5	2,4	0,1
Min. opaques		-	0,3	0,2	0,3	0,3	1	1	-
Divers		tourm.	-	-	zircons	zircons	zircons	zircons 0,8	-
	SAT	44,5	47	34,5	32,5		34	27,5	32,5
	COL	0,4	3	4,5	9,2		15,5	27,4	5,5
	FEL	51-100	52-100	61	44		51	5	47-100

Localisation :

Aplites sécantes

28 - Etang des Pontarneaux - Saulieu 729,5/258,6

29 - Roches de la Pérouse - Saulieu 726,3/258,4.

Granite de Lormes

30 - Poil Chevré - Quarré-les-Tombes 727/262,4

31 - Forêt du Monastère - Quarré-les-Tombes 730,3/265,9.

32 - Les Bouchots - Quarré-les-Tombes 735,8/266,4.

33 - Enclave surmicacée dans le granite n° 31.

34 - Enclave surmicacée dans le granite n° 32.

Granite porphyroïde de Maison Baude

35 - Maison Baude - Saulieu 739,1/257,6.

Quelques faits apparaissent immédiatement : c'est d'abord l'homogénéité de composition des différents faciès et leur caractère hololeucocrate

La cordiérite présente partout est cependant en quantité plus faible dans le granite de la Pierre-qui-Vire que dans des faciès de bordure. Mais elle n'est pas plus abondante dans les aplites à nodules que dans les aplites porphyriques ou les aplites du type Pont du Montal. Seule change la répartition du minéral au sein de la roche

D'une façon générale la muscovite est en quantité faible - les plus fortes teneurs se trouvent dans les aplites sécantes, les granites hétérogranulaires et certains échantillons de granite de la Pierre-qui-Vire, tous prélevés dans la région Sud Ouest du massif.

L'étude de la répartition de la muscovite en fonction d'autres minéraux montre que sa quantité augmente avec la quantité de quartz et diminue, au contraire, quand augmente la quantité de perthite.

Il ne semble pas que les quantités de muscovite varient en fonction de la teneur en biotite, tout au plus peut-on constater (fig.11) que la limite de l'aire de répartition est telle que les échantillons les plus muscovitiques sont parmi les moins riches en biotite.



Position des modes dans les diagrammes : quartz-albite-perthite et quartz-albite-orthose (fig.12).

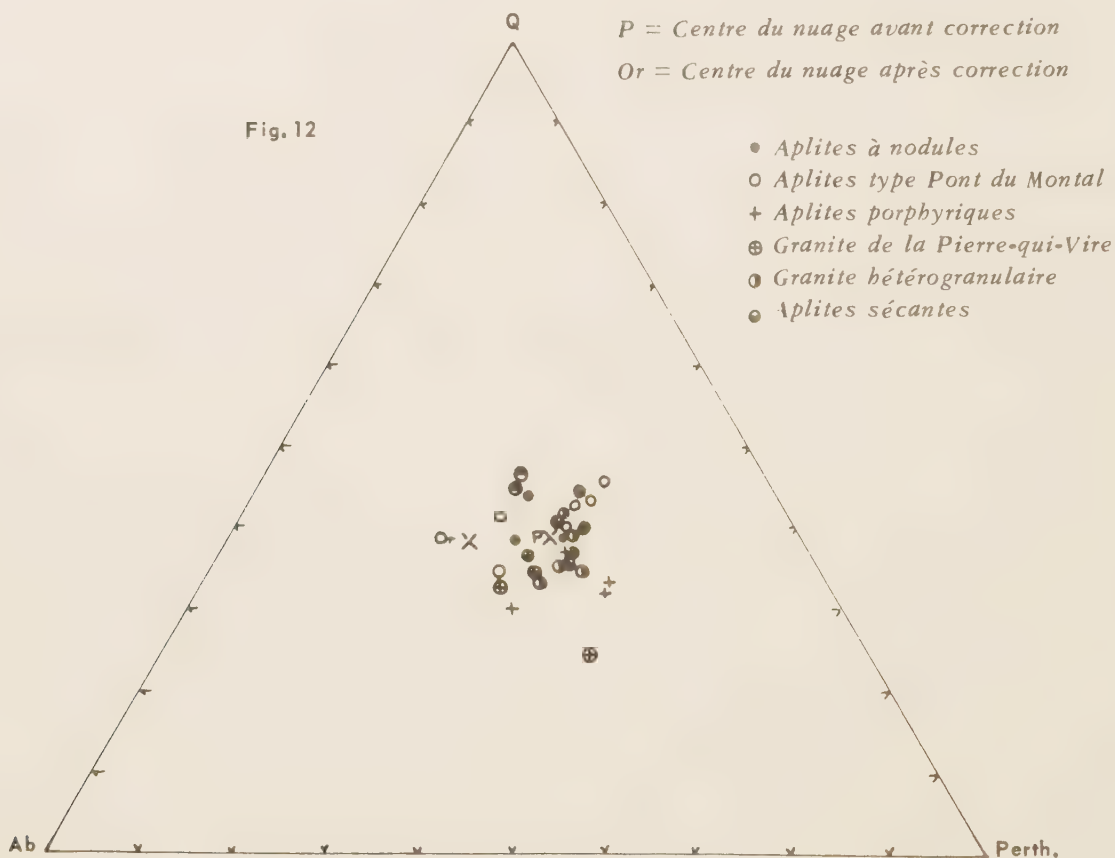
Si les aplites porphyriques sont un peu moins riches en quartz que les autres aplites, les granites se répartissent dans tout le champ. Les variations de composition minérale ne paraissent pas être en rapport avec les changements de faciès.

Ce diagramme montre une bonne concentration des modes dans un nuage centré en un point de coordonnées :

quartz 37,5 - albite 27 - perthite 35,5.

Si, à partir des analyses des feldspaths potassiques on retranche le pourcentage d'albite que contient la perthite, soit environ 25 %, le centre du nuage se place au point de coordonnées: quartz = 37,5 - albite = 36 - orthose = 26,5, à proximité du minimum thermique pour 1000 kg/cm² dans le système Q - Ab - Or - H₂O (Tuttle et Bowen, 1958).

- Un échantillon de granite, prélevé dans la carrière de l'Huis-St-Benoît a une position excentrée due à une teneur plus faible en quartz. Dans la plupart des cas, le comptage d'une lame,



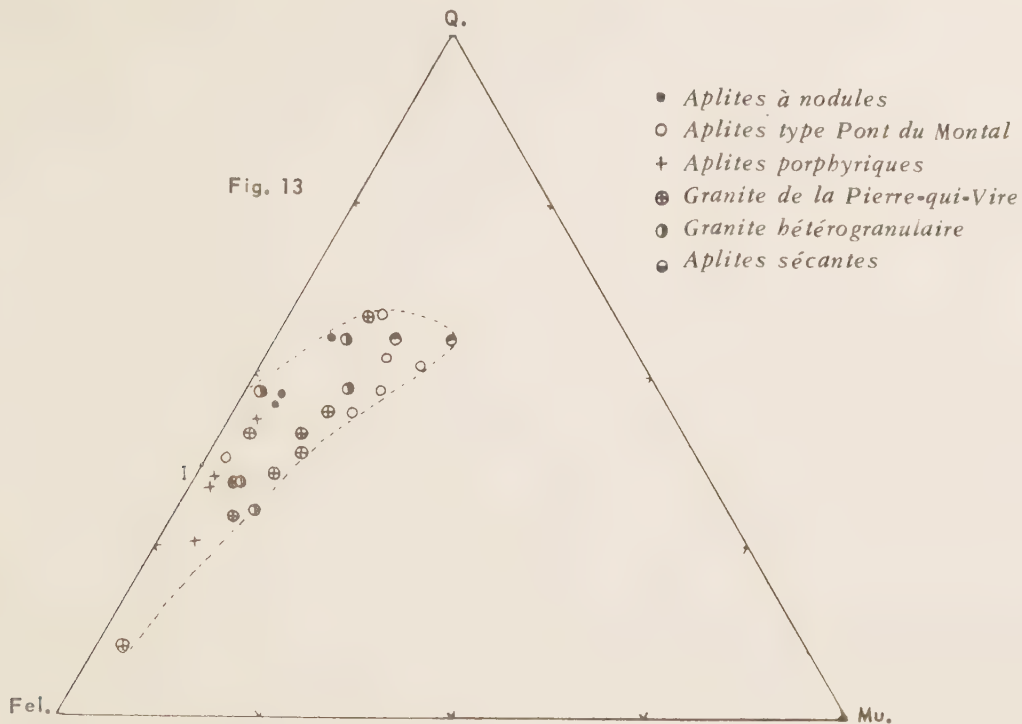
sur trois ou quatre, a présenté ce caractère, qui était compensé par d'autres comptages. Ici l'hétérogénéité joue sur tout l'échantillon mais pas davantage, puisque la composition d'un échantillon voisin prélevé dans la même carrière est proche de la composition moyenne.

Position des compositions minérales dans le diagramme : quartz-feldspaths-muscovite (fig. 13).

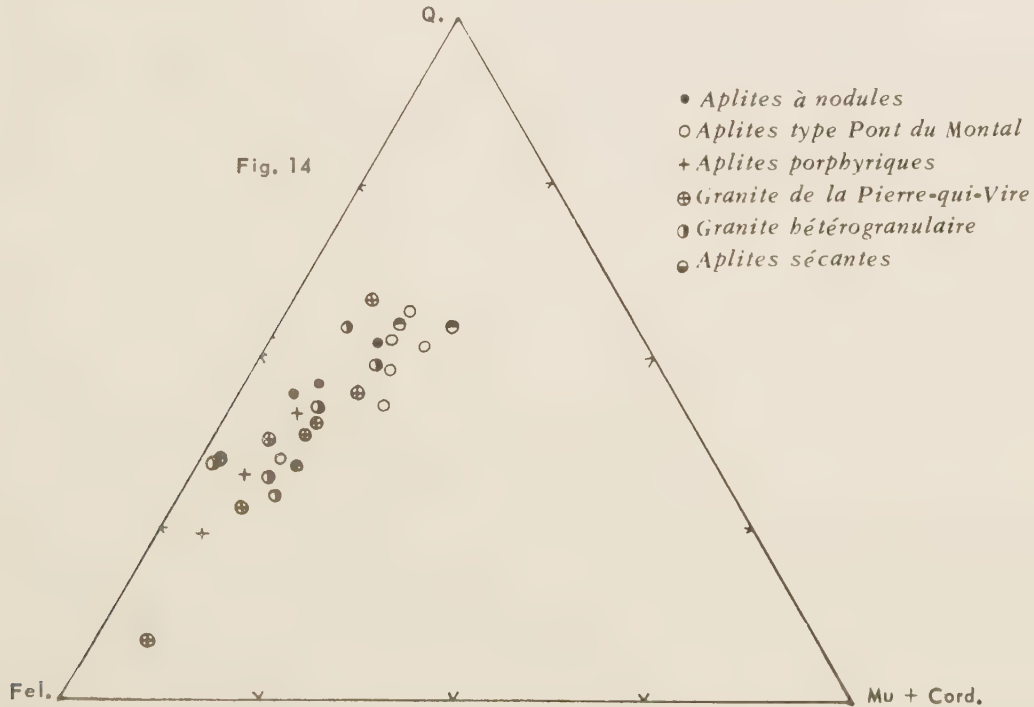
En raison des faibles quantités de muscovite, je donne ici un diagramme partiel dont les pôles correspondent aux coordonnées : Quartz = 60 %, Muscovite = 0 % (pôle Q), Muscovite = 40 %, Feldspaths = 40 % (pôle Mu) et Feldspaths = 80 %, Quartz = 20 % (pôle F).

La proportion de muscovite croît comme celle du quartz, inversement à la quantité de feldspaths. Cependant, pour les aplites à nodules de cordiérine et les aplites porphyriques sous-jacentes, la teneur en muscovite reste très faible et ne suit pas les variations du quartz.

Ceci peut tenir au fait que la muscovite résultant de la phyllitisation des cordiérites a été



comptée en cordiérite. Si on ajoute la quantité de cordiérite à la quantité de muscovite, on obtient un diagramme où les aplites s'intègrent mieux aux autres faciès (fig. 14).



L'addition de la biotite à la cordiérite phyllitisée et à la muscovite, ne change pas l'allure du diagramme où le nuage subit simplement une légère translation à droite.

Les corrélations entre les feldspaths, le quartz et les micas, apparaissent d'une autre manière sur le diagramme ci-dessous (fig.15). En abscisse ont été portés les indices de saturation $= \frac{100 \text{ quartz}}{\text{quartz} + \text{feldspaths}}$, et en ordonnées la valeur $Mu = \frac{100 \text{ muscovite}}{\text{muscovite} + \text{biotite}}$



Fig. 15

(La signification des figurés des figures 15 et 16 est la même que pour les figures 12-13-14)

On voit que la proportion de muscovite augmente avec l'indice de saturation. L'indice de coloration établi en considérant la muscovite comme un minéral « coloré » augmente également avec l'indice de saturation. Au contraire si, comme le recommandent J. Jung et Brousse (1959), la muscovite est considérée comme un minéral « blanc » l'indice de coloration ne subit aucune variation avec l'indice de saturation, ni dans un sens, ni dans l'autre (fig.16).

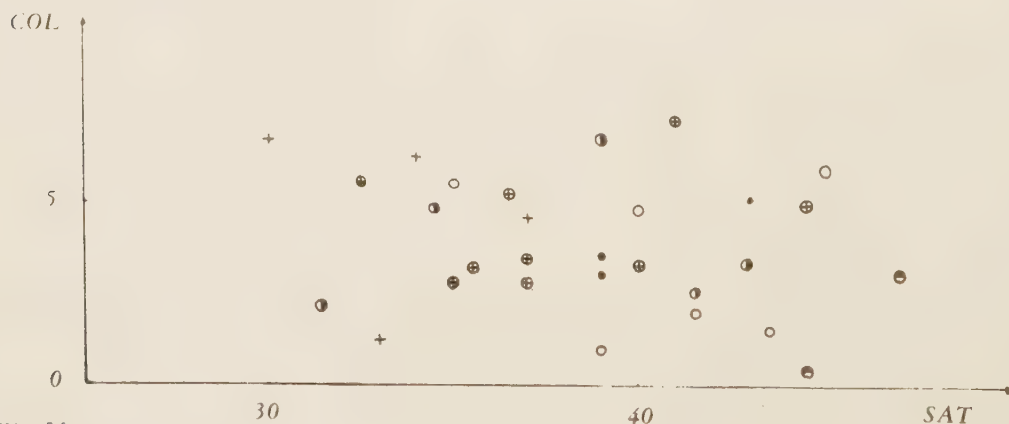


Fig. 16

Ceci confirme que la biotite n'intervient pas, ou très faiblement, dans les corrélations constatées, comme les proportions volumétriques brutes, et les diagrammes triangulaires le laissaient prévoir. Ceci est conforme aux résultats de F. Chayes (1952).

En conclusion, les compositions minérales des granités de la Pierre-qui-Vire sont comparables à celles des granites d'Echassières, mais la quantité de muscovite est ici très faible. Toutefois, comme à Echassières, il semble bien qu'elle tire son origine essentiellement de la perthite et accessoirement de la cordiérite et des plagioclases.

- Il est cependant plus délicat de déterminer la composition du granite avant muscovitisation, étant donné le faible allongement du nuage. Elle est, en tout cas, beaucoup plus quartzreuse que la composition initiale du granite d'Echassières, et elle se place vraisemblablement aux environs de 35 % de quartz et 65 % de feldspaths.

III - ETUDE CHIMIQUE

1 - ORIGINE DES ECHANTILLONS ANALYSES SUR LES CARTES AU 1/50 000 , TYPE 1922.

Aplites à nodules de cordiérite

- 1 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,1/263,8
Analyse 2273 - J. Orliac, 1964.

Aplites du type « Pont du Montal »

- 2 - La Roche des Fées - Quarré-les-Tombes 725/263
Analyse 2318 - J. Orliac, 1964.
3 - Pont du Montal - Saulieu 728/256,5
Analyse 2321 - F. Cantagrel, 1964.

Aplites porphyriques

- 4 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,4/264,2
Analyse 2324 - F. Cantagrel, 1964.
5 - Moulin Colas - Quarré-les-Tombes 727,1/263,8
Analyse 2274 - J. Orliac, 1964.
6 - Enclave dans le granite - 1 km au Nord de l'Abbaye - Quarré-les-Tombes 730,7/264,5
Analyse 2322 - F. Cantagrel, 1964.

Granites hétérogranulaires

- 7 - La Roche des Fées - Quarré-les-Tombes 725/263
Analyse 2319 - F. Cantagrel, 1964.
8 - Pont du Montal - Saulieu 728/256,5
Analyse 2320 - F. Cantagrel, 1964.

Granites à grain moyen

- 9 - L'Huis-St-Benoît - Quarré-les-Tombes 731/263
Analyse 2317 - F. Cantagrel, 1964.
10 - La Roche du Chien - Saulieu 729/255,1
Analyse 2323 - F. Cantagrel, 1964.

Aplites sécantes

- 11 - Rocher de la Pérouse - Saulieu 726,3/258,4
Analyse 2467 - J. Orliac, 1964

Granite de Lormes

- 12 - Echantillon J. Dejou - Granite porphyroïde frais type Lormes - Forêt de St-Léger
Analyse J. Dejou, 1964.
13 - Poil Chevré - Quarré-les-Tombes 727/262,4
Analyse 2572 - S. Pignide, 1964
14 - Maison Baude - Saulieu 739,1/257,6
Analyse 2573 - S. Pignide, 1964.

2 - RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES D'OXYDES - PARAMETRES CIPW ET NIGGLI -
NORMES CIPW et NORMES APPROCHEES.

Pourcentages d'oxydes

Type		Aplites à nodules de cordiérite	Aplites type Pont du Montal		Aplites porphyriques		
Numéro		1	2	3	4	5	6
N° Analyse		2273	2318	2321	2324	2274	2322
SiO ₂		76,35	76,30	75,50	77,30	74,05	74,30
Al ₂ O ₃		13,10	13,10	13,40	12,40	13,95	15,00
Fe ₂ O ₃		0,50	0,70	0,80	0,75	0,60	0,40
FeO		0,50	0,60	0,60	0,40	0,95	0,90
MgO		0,50	0,55	0,70	0,50	0,75	1,00
CaO		0,50	0,55	0,45	0,50	0,55	0,60
Na ₂ O		2,75	3,75	3,90	3,50	3,00	3,15
K ₂ O		4,00	4,20	4,00	4,35	4,30	4,30
TiO ₂		tr	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10
P ₂ O ₅		0,10	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05
MnO		tr	tr	tr	tr	0,05	tr
H ₂ O +		0,60	0,40	0,60	0,70	0,75	0,45
H ₂ O -		0,15	0,20	0,30	0,10	0,20	0,25
Somme		99,05	100,45	100,40	100,65	99'40	100,50
PARAMETRES C.I.P.W.	P	1	1	1	1	1	1
	q	3	3(4)	3'	3'	3'	3'
	r	1	1'	1	1'	1'	1'
	s	3	3'	3'	3	3	3
PARAMETRES de NIGGLI	si	510	467	450	497	441	415
	al	51,2	47	46,7	47	48,7	49
	fm	10,0	10,6	12,5	10	14,3	14,8
	C	3,6	3,70	2,8	3,5	3,5	3,7
	alk	35,2	38,7	38	39,5	33,5	32,5
	k	,49	,43	,40	,46	,49	,47
	mg	,48	,45	,49	,46	,45	,56

Pourcentages d'oxydes (suite)

Type		Granites hétérogranulaires		Granites à gros grain		Aplites sécantes	Granite de Lormes		
Numéro		7	8	9	10	11	12	13	14
N° Analyse		2319	2320	2317	2323	2467	J. Dejou	2572	2573
SiO ₂		75,40	75,10	73,80	75,00	75,90	71,32	72,60	71
Al ₂ O ₃		13,20	13,90	14,75	14,00	13,00	15,34	14,30	13,90
Fe ₂ O ₃		0,90	0,70	0,30	0,80	0,70	0,56	0,40	0,60
FeO		0,95	0,60	0,90	0,60	0,45	1,29	1,30	1,30
MgO		0,40	0,50	1,00	0,60	0,40	0,34	1,65	3,05
CaO		0,70	0,60	0,55	0,50	0,75	0,83	0,90	1,15
Na ₂ O		3,50	4,05	3,30	4,05	3,75	3,60	3,15	3,25
K ₂ O		4,20	4,10	4,30	4,10	3,95	5,05	3,85	3,75
TiO ₂		0,10	0,10	0,10	0,05	tr	0,27	0,20	0,25
P ₂ O ₅		0,05	0,05	tr	0,05	0,10	0,10	0,05	0,10
MnO		tr	tr	tr	tr	tr	0,03	0,05	0,05
H ₂ O +		0,55	0,50	0,35	0,60	0,70	0,59	0,85	0,90
H ₂ O -		0,20	0,30	0,20	0,05	0,00	0,19	0,05	0,05
Somme		100,15	100,50	99,55	100,40	99,70	99,51	99,35	99,35
PARAMETRES C.I.P.W.	P	1	1	1	1	1	1	1'	1 (II)
	q	3'	(3) 4	3(4)	(3) 4	3'	4	4°	4
	r	1'	1'	1'	1	1'	1'	1 (2)	(1) 2
	s	3	3'	3	3'	3'	3	3	3'
PARAMETRES de NIGGLI	si	451	441	418	450	477	382	385	322
	al	46,5	48,0	48,7	49,4	47,70	48	44,80	39
	fm	12,5	9,9	14,2	8,3	9,00	11	21	29
	c	4,6	3,9	3,4	3,2	4,90	5	5,10	5,7
	alk	36,4	38,2	33,7	39,1	38,40	36	29,10	26,3
	k	.45	.40	.46	.43	.40	.48	.44	.42
	mg	.28	.43	.60	.70	.42	.30	.63	.75

Normes C I P W et normes approchées.

Type de roche	Aplites à nodules de cordiérite	Aplites type Pont du Montal		Aplites porphyriques		
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6
N° d'Analyse	2273	2318	2321	2324	2274	2322
Norme C.I.P.W.						
Quartz	43,00	36,36	35,34	38,58	37,92	36,36
Orthose	23,91	25,02	23,91	26,13	25,58	25,58
Albite	23,58	31,44	33,01	29,34	25,15	26,72
Anorthite	1,67	2,50	1,95	1,95	1,95	2,22
Corindon	3,47	1,43	1,84	1,24	3,57	4,28
Pyroxènes	1,73	1,70	1,96	1,33	2,72	3,69
Minerais	0,70	1,08	1,31	1,08	1,39	0,85
Apatite	0,34	0,16	0,16	0,20	0,34	0,20
Norme approchée						
Quartz	44	37,38	36,48	39,36	39,54	38,04
Orthose	13,10	19,72	16,68	21,13	10,56	11,12
Albite	23,58	31,44	33,01	29,34	25,15	26,72
Anorthite	1,67	2,50	1,95	1,95	1,95	2,22
Muscovite	13,30	5,58	7,15	4,77	17,40	15,92
Biotite	1,16	2,17	3,52	2,68	4,70	5,36
Minerais	0,70	1,11	1,24	1,01	1,17	0,78
Apatite	0,34	0,16	0,16	0,20	0,34	0,20

Normes C.I.P.W. et normes approchées (suite) .

Type de roche	Granites hétérogranulaires		Granite gros grain		Aplites sécantes
N° d'ordre	7	8	9	10	11
N° d'Analyse	2319	2320	2317	2323	2467
Normes C.I.P.W.					
Quartz	36,60	33,78	34,86	33,84	37,26
Orthose	25,02	24,46	25,58	24,46	22,80
Albite	29,34	34,06	27,77	34,06	31,96
Anorthite	3,34	2,50	2,78	1,95	2,78
Corindon	1,63	1,84	3,57	2,14	1,53
Pyroxènes	1,79	1,73	3,82	1,90	2,26
Minerais	1,54	1,08	0,61	1,26	0,93
Apatite	0,16	0,16		0,20	0,34
Norme approchée					
Quartz	37,74	34,74	37,02	34,92	37,98
Orthose	17,79	17,79	12,79	16,68	17,50
Albite	29,34	34,06	27,77	34,06	31,96
Anorthite	3,34	2,50	2,78	1,95	2,78
Muscovite	7,96	7,16	13,50	8,74	6,00
Biotite	2,68	2,68	5,37	2,59	1,76
Minerais	1,47	1,08	0,54	1,20	0,93
Apatite	0,16	0,16	-	0,20	0,34

- Pourcentages ioniques

Types de roche	Aplites à nodules	Aplites du Pont du Montal		Aplites porphyriques			Granite hétérogranulaire		Aplites à gros grain		Aplites sécantes	Granite de Lomes		
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N° d'Anal.	2273	2318	2321	2324	2274	2322	2319	2320	2317	2323	2467	Dejou	2572	2573
Si	73,25	71,50	71,50	72,60	70,60	69,50	71,05	70,20	69,50	70	71,85	67,30	68,90	67,00
Al	14,60	14,40	15,05	13,70	15,60	16,50	14,60	15,20	16,30	15,35	14,40	17	15,90	15,40
Fe ³⁺	0,30	0,45	0,55	0,45	0,45	0,35	0,70	0,45	0,20	0,55	0,45	0,45	0,35	0,45
Fe ⁺⁺	0,40	0,45	0,45	0,35	0,80	0,75	0,75	0,45	0,75	0,45	0,35	1,00	1,00	1,00
Mg	0,70	0,75	0,95	0,65	1,00	1,40	0,60	0,65	1,40	0,85	0,55	0,45	2,30	4,30
Ca	0,50	0,55	0,45	0,50	0,55	0,60	0,75	0,65	0,60	0,50	0,75	0,85	0,90	1,20
Na	5,20	6,75	6,05	6,30	5,50	5,70	6,35	7,30	6,00	7,30	6,90	6,60	5,80	6,00
K	4,95	5,05	4,90	5,30	5,25	5,10	5,10	4,95	5,20	4,95	4,65	6,15	4,55	4,40
Ti	0,00	0,05	0,05	0,05	0,15	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-	0,15	0,20	0,15
P	0,10	0,05	0,05	0,10	0,10	0,05	0,05	0,10	-	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10
O/100 cations	174	172	172	172	172	171	172	170	172	170	171	168	170	168
O+OH/100 cat.	177	174,5	176	176	177	174	175	173	174	174	175	172	175	173

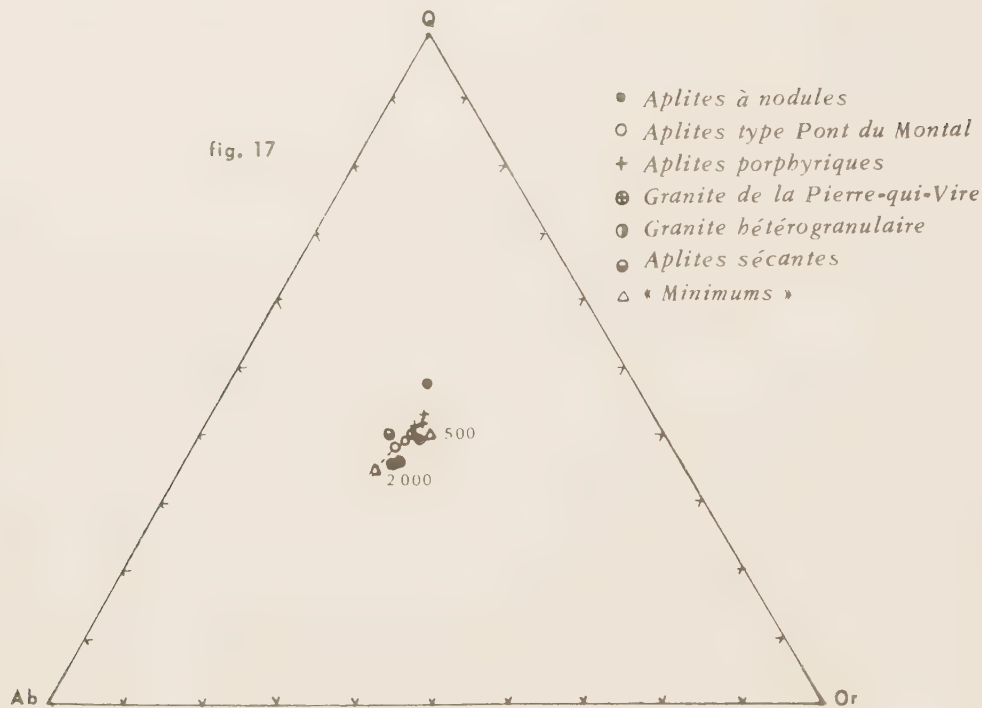
3 - INTERPRETATION DES RESULTATS.

La remarquable homogénéité des roches du massif de la Pierre-qui-Vire, que l'étude modale avait mise en évidence, est ici pleinement confirmée. Quels que soient leur aspect, leur structure, la finesse de leur grain, elles ont des compositions chimiques pratiquement identiques et appartiennent à la famille des granites alcalins hololeucocrates.

Le granite de Lomes s'en éloigne sensiblement par sa teneur plus forte en ferromagnésiens et par sa moins grande richesse en silice.

Dans la parfaite unité de composition des roches de la Pierre-qui-Vire, il se trouve cependant une irrégularité. La soude oscille entre 2,75% et 4,05% cependant que la potasse demeure à peu près stable entre des valeurs extrêmes de 4% et 4,35%.

Diagramme quartz-albite-orthose (norme C.I.P.W.) - (fig, 17).



Ce diagramme met en relief la stabilité de l'orthose autour d'une valeur voisine de 27%, cependant que le quartz et l'albite varient en proportions inverses.

Les compositions se placent sur la ligne joignant les minimums pour 2000 et 1000 bars de pression d'eau et dépassent ensuite nettement la position du minimum pour 500 bars, dans le système Q-Ab-Or-H₂O.

La composition moyenne est la suivante :

Quartz : 40 %, Albite : 33 %, Orthose : 27 %.

soit très proche, bien qu'un peu plus quartzreuse, de celle que fournit l'analyse modale.

Diagramme quartz-feldspaths-muscovite. (fig. 18)

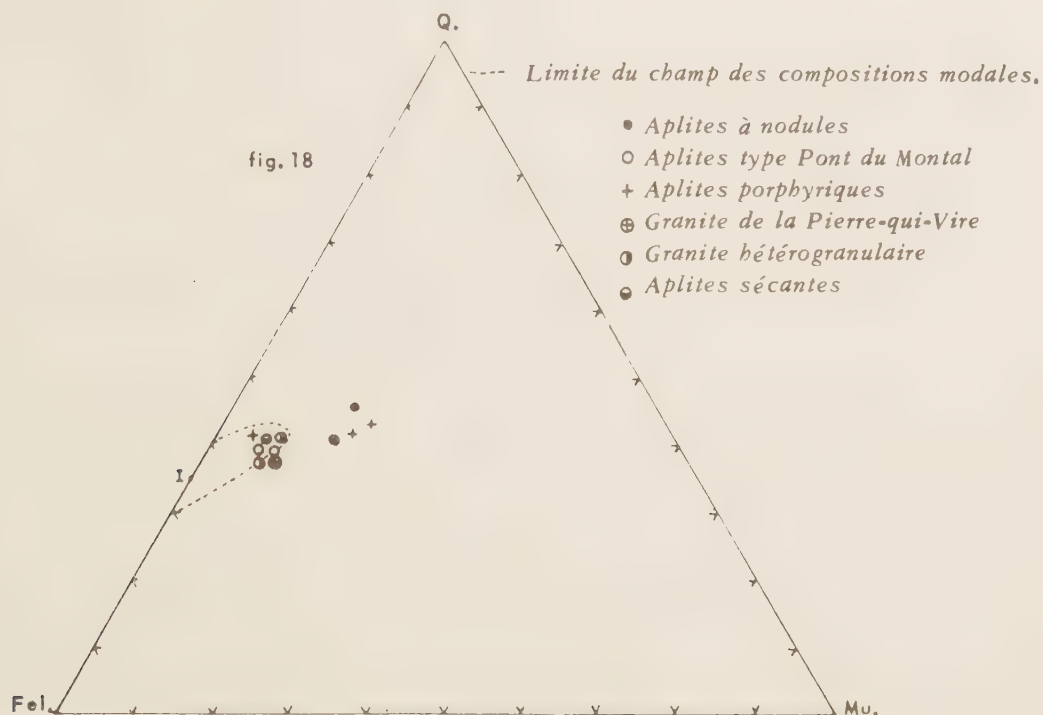
Sur ce diagramme obtenu à partir de la norme approchée (fig. 18) les granites de la Pierre-qui-Vire se répartissent en un nuage de même aspect que celui que forment les compositions virtuelles des granites d'Echassières. Les mêmes remarques s'imposent d'ailleurs lorsqu'on compare ce nuage à celui du diagramme modal dont les limites sont tracées en pointillés.

1 - La teneur en muscovite est beaucoup plus importante que dans le mode.

2 - Malgré leur petit nombre la dispersion des points est suffisante pour permettre de voir que si l'accroissement de la quantité de muscovite virtuelle s'accompagne d'un gain en quartz virtuel, celui-ci est beaucoup plus faible que dans le diagramme modal.

Comme c'était le cas pour les granites d'Echassières, ces distorsions sont dues à la fois à la nature même de la norme approchée où la quantité de muscovite virtuelle est fixée

par tout l'aluminium n'entrant pas dans la composition des biotites et des feldspaths, et au fait que dans le mode, ni les phyllites de substitution des cordiérites, ni les séricites n'ont été comptées en muscovite. Or, les réactions données classiquement pour ces transformations ne conduisent pas à un gain en quartz sensible.



Malgré ces distorsions, la médiane du nuage aboutit sur la ligne QF en un point de coordonnées comparables à celles du point I du diagramme modal.

La quantité d'orthose virtuelle étant bien fixée, il est possible de placer la norme initiale des granites de la Pierre-qui-Vire aux environs de :

$$\text{Quartz} = 35 - \text{Albite} = 38 - \text{Orthose} = 27$$

soit près de la composition du minimum thermique pour des pressions d'eau de 2000 bars dans le système Q - Ab - Or - H₂O.

Cette norme « reconstituée » n'est pas très éloignée de la composition virtuelle actuelle, soit :

$$\text{Quartz} = 40 - \text{Albite} = 33 - \text{Orthose} = 27.$$

4. COMPARAISON AVEC LE GRANITE D'ECHASSIERES - ASPECT CHIMIQUE DE LA MUSCOVITISATION.

Pour les granites d'Echassières la norme moyenne était de :

$$\text{Quartz} = 40 - \text{Albite} = 36 - \text{Orthose} = 24.$$

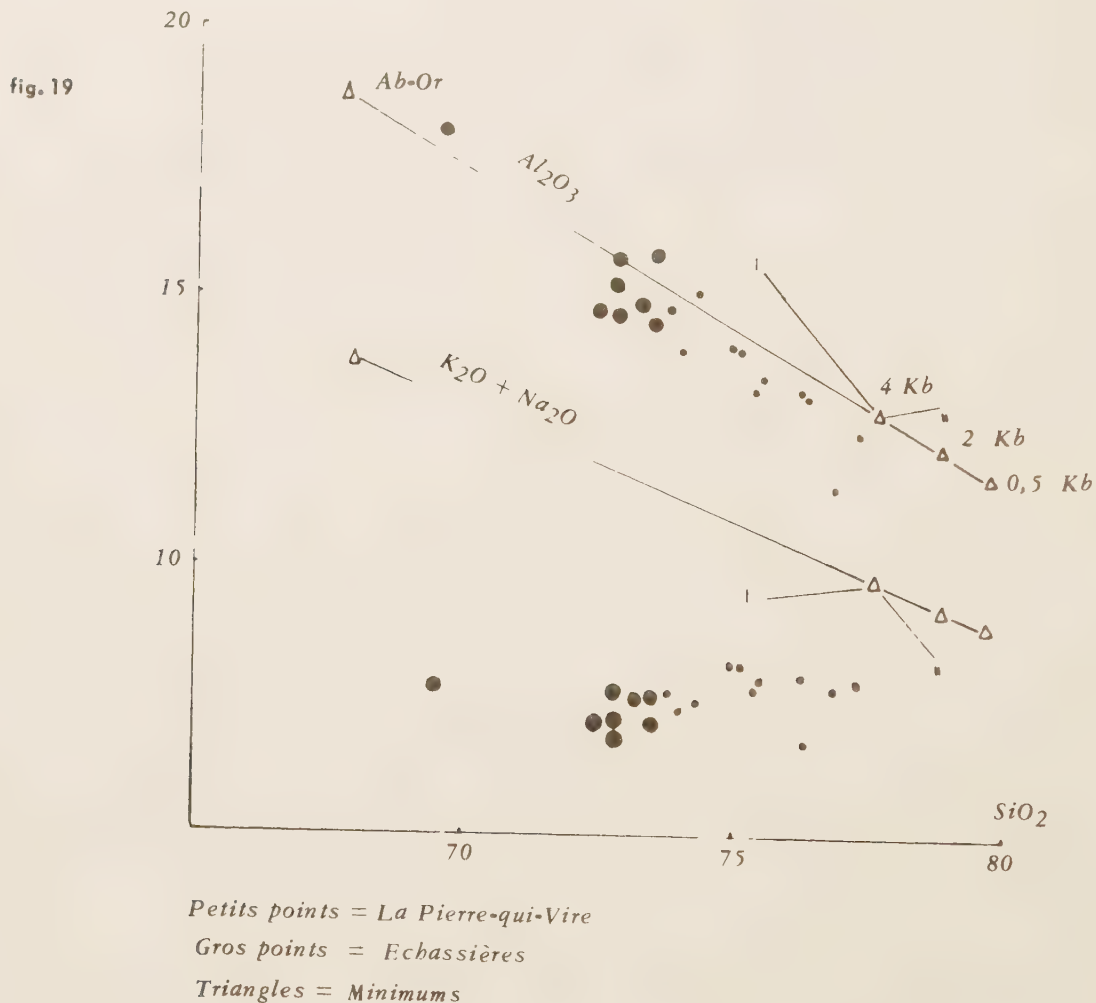
Les normes Q - Ab - Or des granites des deux massifs sont donc très proches, et se placent aux environs de la composition des « minimums » pour 500 à 1000 bars de pression d'eau. La norme initiale reconstituée des granites d'Echassières riches en muscovite :

$$\text{Quartz} = 27,5 - \text{Albite} = 48,5 - \text{Orthose} = 24$$

proche de la composition du « minimum » pour 4000 bars est, au contraire, nettement différente de celle des granites de la Pierre-qui-Vire, pauvres en muscovite.

Il existe également des écarts très nets dans la composition chimique brute, exprimée en pourcentages d'oxydes, des roches des deux massifs.

Le diagramme (fig. 19) montre les variations de la teneur en alumine et en alcalins dans les granites des deux massifs, où les autres composants sont en proportion faible et à



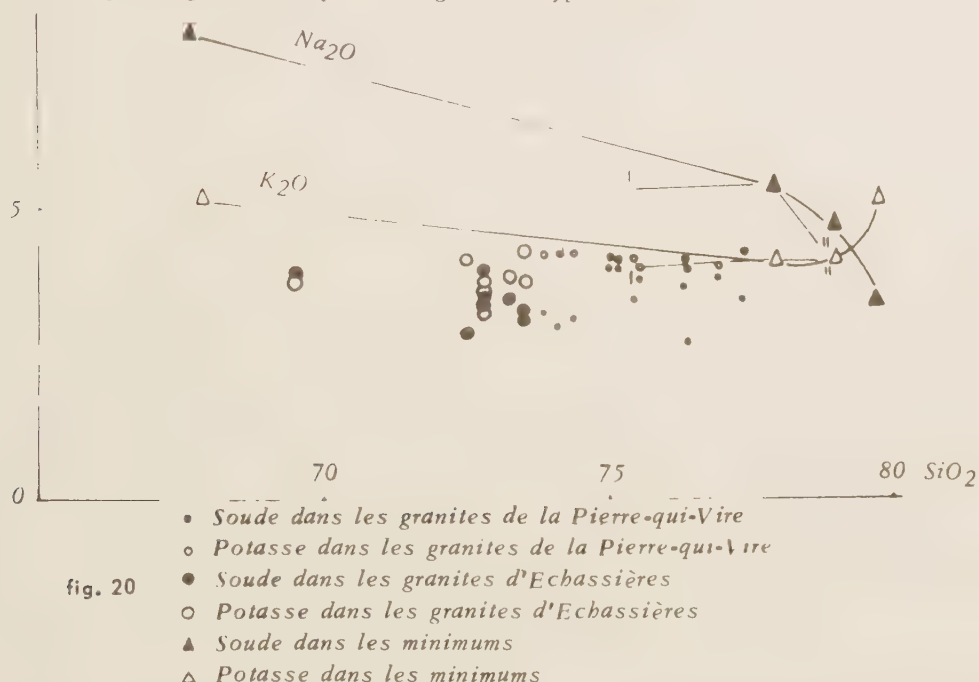
peu près constante. J'ai également indiqué les positions du minimum albite - orthose, et des minimums quartz - albite - orthose, pour les différentes pressions d'eau.

1 - Les teneurs en alumine des granites s'établissent sur la ligne joignant les teneurs en alumine des « minimums », mélanges uniquement quartzo-feldspathiques.

2 - Les granites d'Echassières, riches en muscovite, sont moins siliceux que les granites de la Pierre-qui-Vire. Parmi les granites de la Pierre-qui-Vire, ceux du Pont du Montal qui sont les plus muscovitiques sont aussi les moins siliceux et se rapprochent des granites d'Echassières. Il apparaît ainsi une relation entre la teneur en silice des granites et leur richesse en muscovite.

Les granites naturels sont moins siliceux que les « minimums » granitiques. Cela tient à ce qu'ils ne sont pas des mélanges purement quartzo-feldspathiques. La somme de la silice, de l'alumine et des alcalins, bien que très élevée, ne représente que 95 à 97% de leurs composants une correction simple augmente de 3% environ les teneurs en silice, de 0,5 à 1% les teneurs en alumine, et entraîne une translation du nuage. Les granites d'Echassières se trouvent ainsi ramenés au niveau du minimum pour 4 Kb et ceux de la Pierre-qui-Vire entre les minimums pour 4 Kb et 2 Kb. En même temps les teneurs en alumine des granites naturels apparaissent supérieures à celles des mélanges purement quartzo-feldspathiques. Cet excès d'alumine n'est pas plus important pour les granites d'Echassières, riches en muscovite, que pour ceux de la Pierre-qui-Vire, pauvres en muscovite.

3- La somme des alcalins des granites est remarquablement stable, d'un massif à l'autre et à l'intérieur d'un même massif, quelles que soient les proportions de silice et d'alumine. Elle est nettement inférieure à la teneur en alcalin des minimums, et l'écart entre les teneurs en alumine et en alcalins est plus marqué pour les granites d'Echassières, riches en muscovite, que pour ceux de la Pierre-qui-Vire. En d'autres termes, les granites d'Echassières sont plus hyperalumineux que ceux de la Pierre-qui-Vire - Mais cela tient, non pas à un excès plus grand d'alumine par rapport aux minimums, mais à un déficit plus prononcé en alcalins. Il serait donc plus rigoureux de parler de granites hypo-alcalins.



4- La distinction entre la soude et la potasse (fig.20) montre que les teneurs en potasse des granites sont sensiblement égales à celles des minimums et que le déficit en alcalins est, plus précisément, un déficit en soude. Ce déficit n'est pas dû à une différence de basicité des plagioclases dans les granites. En effet la proportion de chaux feldspathisable, à peu près équivalente dans les granites des deux massifs, est légèrement plus faible pour ceux d'Echassières que pour ceux de la Pierre-qui-Vire

On en revient ainsi à l'expulsion du sodium qui accompagne la muscovitisation métasomatique. Cependant, la constitution de 10% de muscovite aux dépens des feldspaths alcalins, par évacuation de 1,5% de Na_2O , doit entraîner, par compensation, un accroissement relatif de 1% de la teneur en silice, et de 0,5% de la teneur en alumine (flèche II, à partir du minimum pour 4 Kb) - La répartition des granites de la Pierre-qui-Vire sur les diagrammes n'est pas en accord avec cette évolution.

La constitution de 10% de muscovite par adjonction de 2,5% d'alumine selon une réaction du type



entraîne, par réajustement à 100 de la somme des constituants, un abaissement de 2% de la teneur en silice. Les alcalins, en proportions plus faibles, sont à peine affectés par ce réajustement (flèche I à partir du minimum pour 4 Kb).

Si la répartition des granites de la Pierre-qui-Vire paraît conforme à ce modèle, les granites d'Echassières n'apparaissent pas en accord avec lui - D'autre part, il ne peut rendre compte des trainées obtenues sur les diagrammes modaux ou sur les diagrammes normatifs. Enfin, il suppose que les compositions chimiques des granites dérivent, par excès d'alumine, d'une composition de minimum pour 1 Kb ce qui est peu compatible avec les données expérimentales obtenues pour la réaction Orthose + Alumine + Eau $\longrightarrow$ Muscovite.

IV - REPARTITION DE QUELQUES OLIGOELEMENTS DANS LES GRANITES ET LEURS MICAS

Madame C. Jamond a réalisé des dosages d'oligoéléments sur la plupart des échantillons dont les éléments majeurs ont été dosés par voie chimique - les numéros d'ordre correspondent à ceux que j'ai donnés pour les résultats chimiques et aux localisations correspondantes. Les valeurs sont en partie pour million (p.p.m.).

1 - DOSAGES DANS LES ROCHES.

N° d'ordre	1	2	3	4	6	7	8	9
Analyse spectro. N°	768	764	767	769	770	765	766	677
Analyse chimique N°	2273	2318	2321	2324	2322	2319	2320	2317
Pb	24	18	9	24	18	18	18	22
Sn	10	20	33	14	13	9	33	10
Ag	2,5	2,5	2	2,5	3	2	2,5	3
Cu	10	6	6	7	8,5	7,5	21	16
Ni	15	15	15	16	29	16	20	16
Cr	52	25	23	57	62	50	67	88
Mo	4,5	5	5,5	4,5	traces	6	6	0
W	-	-	-	-	-	-	-	-

L'homogénéité des compositions chimiques se retrouve dans les teneurs en oligoéléments de ces granites.

Les teneurs en étain sont du même ordre que le chiffre donné par Cochet pour les arènes, 15g/m³, soit environ 8 ppm. Les valeurs maximums correspondent aux granites et aux aplites du Pont du Montal. On notera enfin la présence de molybdène, absent des roches des massifs étudiés jusqu'à présent.

Pour préciser la localisation de ces oligoéléments ils ont été dosés dans les micas dont l'analyse chimique a été donnée plus haut.

2 - DOSAGES DANS LES MICAS.

Les numéros d'ordre renvoient aux analyses chimiques et aux localisations données au moment de l'étude des minéraux.

	BIOTITES		MUSCOVITES			
N° d'ordre	1	3	1	2	3	4
Analyse spectro. N°	704	709	695	698	697	696
Analyse chimique N°	2335	2315	2554	2253	2332	2331
Pb	63	76	11	6	5	6
Sn	170	140	538	675	497	528
Ag	0	2	2	1,5	2	1,5
Cu	23	23	20	17	21	17
Ni	282	276	13	13	13	15
Cr	894	1637	19	9	11	11
Mo	16	traces	4	4	4	5

3 - REPARTITION DES OLIGOELEMENTS.

Plomb = Il est en faible quantité dans le granite ; les biotites paraissent un peu plus riches en cet élément que la roche totale, alors que les muscovites en contiennent moins.

Etain = La répartition de cet élément est particulièrement significative. Il se trouve localisé essentiellement dans les muscovites. En effet les teneurs en étain des roches totales et des muscovites sont dans le rapport 1/20 environ et la muscovite représente à peu près 5% du poids de la roche. Il est classique de considérer que les micas représentent un piège à étain (Barsukov, 1956). Mais en général les biotites en contiennent autant ou plus que les muscovites. Ici les biotites en contiennent beaucoup moins que d'ordinaire.

Cuivre = Le cuivre ne paraît pas concentré dans les micas.

Nickel = Les dosages de Ni montrent une simple concentration de cet élément dans les biotites, alors que le chrome paraît se trouver en totalité dans la biotite. La muscovite paraît avoir une certaine répugnance pour le chrome, elle en tient moins que la roche totale.

Molybdène = Les micas n'en contiennent ni plus ni moins que la roche totale.

V - CONCLUSIONS

Le massif de la Pierre-qui-Vire a un gisement circonscrit. Il est en grande partie constitué par un granite à grain moyen, équant. Il se différencie sur les bordures en une série de faciès hétérogranulaires où la proportion de grains fins augmente progressivement jusqu'à la disparition complète des grands cristaux dans les aplites à nodules de cordiérite ou à cordiérite disséminée qui frangent le massif. Les enclaves y sont très rares. Aux abords des limites du massif le granite à grain moyen contient quelques enclaves d'aplites porphyriques. Enfin, au Nord, un immense panneau en croissant de granite porphyroïde inclus dans le massif représente vraisemblablement un « roof-pendant ». L'origine magmatique de ce massif est donc peu douteuse. En dépit de la diversité d'apparence des faciès granitiques, ils ont une composition minérale extrêmement homogène, marquée par un caractère alcalin et hololeucocrate très prononcé et aussi par une faible teneur en muscovite. L'analyse modale permet cependant de retrouver, malgré la faible quantité de muscovite, les phénomènes de muscovitisation métasomatique, mis en évidence à Echassières - Les feldspaths paraissent être la source principale de muscovite, et la cordiérite leur fournit un appoint non négligeable, alors que la biotite ne semble pas intervenir.

La composition chimique de toutes les roches du massif, quel que soit leur faciès, est également homogène. Elle a été peu modifiée par une muscovitisation très légère et correspond au minimum thermique pour des pressions d'eau de l'ordre de 2000 bars dans le système Q - Ab - Or - H₂O .

L'homogénéité des roches du massif se retrouve dans les teneurs en oligoéléments - L'étain est peu abondant et il est concentré presque exclusivement dans les muscovites.

Ses faciès de bordure, les compositions chimiques et minéralogiques des roches qui le constituent rapprochent le massif de la Pierre-qui-Vire beaucoup plus de celui de Montaigut-en-Combrailles que de celui d'Echassières.

CHAPITRE IV

LES LEUCOGRANITES DE LA CARRIERE DE THIZON ET LEURS ENCLAVES

I - SITUATION ET HISTORIQUE

Le granite de Thizon occupe, sur 20 km² la partie Sud-Ouest du horst de l'Aumance à 10 km au Nord de Montluçon. Ses contours apparaissent sur la carte au 80 000ème de Montluçon levée par L. de Launay en 1885 et 1890. J. Mergoil (1958) l'étudie dans son cadre régional. C'est un granite clair, rose à grain assez fin, riche en quartz, à biotite et muscovite. Il touche au Sud les leptynites de St-Angel. A l'Est, son contact avec le granite de Bizeneuille n'affleure pas, mais J. Mergoil a pu le localiser par l'observation des éluvions. La faille de Givarlais le limite au Nord, et à l'Ouest il est recouvert par les sables et argiles oligocènes ou opposé à ces terrains par la faille du Cher.

D'une façon générale le granite affleure mal, ses contacts sont mal délimités et il est peu favorable à une étude de ce genre. Toutefois la carrière de Thizon que m'a présentée J. Mergoil, largement ouverte au Sud de ce village au bord de la route D302, montre une association de faciès granitiques divers et de masses de syénites très fraîches que j'ai eu l'occasion de trouver ailleurs, en Limousin et dans la Margeride en particulier, mais le plus souvent dans un état d'altération rendant impossible toute étude pétrographique. J'ai donc utilisé les possibilités qu'offrait cette carrière.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1 - LES TYPES ET LEURS CONSTITUANTS

Le granite à grain fin de la carrière de Thizon

C'est un granite rose à grain de 1 à 2 mm, équant ou légèrement fluidal, qui rappelle beaucoup le granite de Montaigut-en-Combrailles, bien qu'il soit beaucoup plus riche en muscovite. Il représente la plus grande masse des roches exploitées dans la carrière où les autres faciès ne sont qu'accidentels.

Le quartz est en grains arrondis, souvent lobés de 1 mm et généralement monocristallins.

Il se trouve aussi en inclusions de très petite taille dans les perthites et en associations symplectiques avec la muscovite.

La perthite, comme nous venons de le voir, contient de nombreuses inclusions de quartz et d'oligoclase An 20. Elle est fréquemment entourée d'une frange de microcline homogène. Quelques échantillons renferment des cristaux perthitiques frangés d'oligoclase An 15. La plupart sont automorphes, certains toutefois sont ovoïdes et possèdent ainsi tous les caractères des feldspaths « rapakiwi ». A côté de ces « rapakiwi », le granite renferme quelques gros cristaux de microcline frangé d'albite.

L'angle d'axe des microperthites varie entre -57° et -76° ; celui des microclines est voisin de 80°. La microperthite des rapakiwi a un angle d'axe de -62°.

Le pourcentage d'orthose du feldspath potassique « total » extrait par la méthode habituelle est de 74% (analyse 3147 J. Orliac, 1965). Son indice de triclinisme est de 46 (Mme J. Mergoil). Ce feldspath est donc très comparable à ceux des granites de la Pierre-qui-Vire mais diffère par sa symétrie de ceux du granite de Montaigut.

L'albite est hétérogène avec un coeur An 10 passant graduellement à de l'albite pure sur les bords des cristaux.

L'albitisation des perthites observée à Echassières, les franges albitiques si nettes dans les granites de la Pierre-qui-Vire, font ici défaut.

La biotite est souvent chloritisée. Les cristaux de quartz en renferment de petites paillettes très fraîches.

La *muscovite* est abondante avec des faces (001) rhombiques. Ces cristaux sont généralement au centre d'associations de quartz et de *muscovite* qui s'étalent sur les perthites. En dehors de ces minéraux, les granites contiennent en faible proportion de l'*apatite* avec ses deux habits, en fibres et en globules, des *zircons* et des *minéraux opaques*.

Le granite à grain moyen

Il se présente en nuages plus ou moins sphériques, d'un diamètre de 10 à 50 cm, disséminés dans le faciès précédent dont il diffère par un grain de 8 mm et quelques particularités structurales et minéralogiques.

Les quartz globuleux sont polycristallins. Les perthites en films, frangées de microcline moiré sont fortement poecilites avec des inclusions de quartz arrondis, d'albite et de biotite. D'autre part l'angle d'axe de ses perthites ne s'abaisse jamais au-dessous de -76° , cependant que celui des microclines est de l'ordre de -80° . La myrmékite est abondante.

Ces caractères mis à part, le granite à grain moyen a la même composition minérale que le granite à grain fin.

Leur contact, très net à l'échelle de l'échantillon, est rapide mais flou en lame mince. L'allure des nuages de granite à grain moyen qui, souvent, s'effilochent dans la masse du granite à grain fin et en enclavent des fragments, le caractère poecilite des perthites qui contiennent des éléments de même taille que ceux du granite à grain fin, indiquent que le granite à grain moyen est, en toute rigueur, postérieur au faciès fin.

Les syénites quartzifères

Elles constituent des masses arrondies de quelques dm^3 , nettement délimitées dans le granite à grain fin. Elles sont plus grossières que lui avec un grain de 2 à 5 mm. Elles s'en distinguent au premier coup d'oeil par leur teinte rose clair et leur aspect carié. Cependant leur porosité est très faible - 2% environ - et leur densité légèrement supérieure à celle du granite, 2,70 contre 2,60. Leur contact avec le granite, très net sur l'échantillon, le demeure à l'échelle microscopique.

Les feldspaths. Les syénites sont essentiellement formées d'un assemblage d'albite pure, subautomorphe et de perthites en film souvent entourées par du microcline moiré comme c'était le cas pour le granite.

Les angles d'axe des perthites sont compris entre -56° et -65° cependant que celui des microclines est de l'ordre de -80° . Pour les feldspaths potassiques extraits, le pourcentage d'orthose est de 72,10% (analyse 3148 - J. Orliac, 1965) et l'indice de triclinisme de 30 (Mme J. Mergoil, 1965). Ils ont donc sensiblement les mêmes caractères que ceux du granite à grain fin. Le quartz, en grains de 0,10 mm est inclus dans les perthites. Il ne représente qu'une fraction négligeable de la roche, 1% environ.

Les chlorites se présentent en petits vermicules courbes, verdâtres, groupés en nids qui donnent à la roche son aspect carié. La biotite manque totalement.

La muscovite est en proportions très faibles. Elle paraît être un peu plus abondante près des contacts avec le granite. Elle est associée aux albites et déborde rarement sur les feldspaths potassiques.

Les carbonates, l'apatite, les minéraux opaques et parfois la *fluorine* complètent cette roche. De telles syénites sont bien connues des pétrographes qui ont étudié les granites alcalins. J. et J. Sarcia (1956) en ont rencontré dans les travaux du C.E.A. en Limousin. Ils décrivent ainsi la syénite alcaline de la mine Henriette :

« A première vue semblable à la granulite à laquelle elle passe sans hiatus, elle s'en distingue rapidement par :

- une teinte rose générale, tranchant sur le blanc-gris ou le blanc-rosé de la granulite.
- l'absence de mica blanc, sauf dans la zone de passage à la granulite.

- l'absence de biotite fraîche, mais la présence d'agrégats d'éléments noirs indéfinissables à l'oeil nu, entre les feldspaths.

- l'absence ou l'extrême rareté du quartz, sauf dans la zone de passage à la granulite».

Ils notent que ses feldspaths sont exactement semblables à ceux de la « granulite ».

R.C. Emmons (1953) propose une solution à l'origine des syénites qu'il a étudiées dans le Wisconsin central. Elles sont liées à des corps aplitiques passant en profondeur à un granite et se localisent au niveau de ce passage, dans des zones de broyage. Elles ont, selon lui, une origine locale et proviennent de la remobilisation des aplites ou granites proches de la bordure des massifs. Cette remobilisation serait due à un accroissement de la teneur en soude et s'accompagnerait d'une désilicification.

Il est difficile d'envisager une telle origine pour les syénites de Thizon. Leur position ne prête guère à confusion. Elles sont enclavées dans le granite en masses bien définies et de forme régulière. Il est également impossible de les considérer comme des épisyénites provenant de la transformation d'une enclave de diorite, leurs minéraux constitutifs ne paraissent pas avoir subi de substitutions et elles ne possèdent pas les associations minérales caractéristiques de ce genre de roche. Ce ne sont pas, non plus, des portions du granite d'où le quartz aurait été éliminé après cristallisation. Leur faible porosité et leur densité élevée s'opposent à cette solution. Il s'agit plus simplement de *vraies syénites*, que l'analogie de leurs feldspaths et de ceux du granite permet de considérer comme le produit d'une différenciation précoce, d'une cristallisation fractionnée.

Les aplites sombres

Plus rares que les syénites, elles constituent des enclaves arrondies dans le granite à grain fin. Leur grain est de l'ordre de 0,10 à 1 mm avec des feldspaths, des quartz et des biotites qui atteignent 2 mm. Fortement hétérogranulaire, la structure devient souvent *granophyrique* avec des phénocristaux de quartz ou de perthites.

Les *perthites* à films d'albite ont un angle d'axe très variable compris entre 58 et 76°.

Les *plagioclases* sont composites avec un coeur d'oligoclase An 25, séricitisé, bordé par de l'albite.

La *biotite*, très abondante, confère sa teinte sombre à la roche.

La *muscovite* ne se trouve qu'en très faible proportion, interstratifiée dans les biotites ou développée sur les plagioclases.

L'*apatite*, les *minéraux opaques* et les *zircons*, sont assez abondants. Ces enclaves sont l'équivalent exact des enclaves sombres aplitiques décrites dans le granite de Montaignut-en-Combrailles.

2 - COMPOSITIONS MODALES

Types de roches		Granite à grain fin				Granite à grain moyen		Syénites		Aplites sombres		
n°		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Quartz</i>		36	34	35	37	33,5	32	0,8	1	36	38,5	35
<i>Perthite</i>		28,5	31,5	34,5	25	31,5	38	48	40,5	27,5	12	15
<i>Plagioclase</i>		22,5	20	18,5	24	20,5	17,5	48,2	51	29,2	31	36
<i>Biotite</i>		0,5	2,7	0	1,2	2,5	-	-	-	5,5	17	11,5
<i>Chlorite</i>		2,5	0,3	3	2	0,3	3	0,4	1	-	-	-
<i>Muscovite</i>		9,3	11	8,5	10	11	9	0,7	1,5	1,5	1	0,5
<i>Apatite</i>		0,5	0,5	0,2	0,5	0,5	0,3	0,7	1	0,3	0,4	1,5
<i>Minéraux opaques</i>		0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	1	2	-	-	0,2
<i>Carbonates</i>		-	-	-	-	-	-	0,2	1,5	-	-	-
<i>Divers</i>		-	-	-	fluorine 0,1	-	fluorine 0,1	-	fluorine 0,5	-	zircons 0,1	0,3
Indices de Jung et Brousse	SAT	41,5	40	40	43	39	36,5	1	1	39	47	41
	COL	3,7	3,5	3,5	3,9	3,5	3,5	2,3	5,5	7,3	17,5	13,2
	FEL	100	100	100	100	100	100	100	100	48,5	28	29,5

La similitude entre le granite à grain moyen et le granite à grain fin est évidente.

Les aplites sombres s'écartent nettement des précédents par leur richesse en biotite, leur très faible teneur en muscovite et le caractère plus calcique du plagioclase.

Les syénites sont également très pauvres en muscovite. Elles sont dépourvues de biotite et contiennent une chlorite. J'ai retrouvé ces caractères dans une syénite alcaline quartzifère associée aux granites de la Brame, près de Vaupoutour en Haute-Vienne. Voici, à titre de comparaison, la composition minérale des syénites de Vaupoutour :

quartz = 3,4% - Perthite = 50% - Albite = 38% - Chlorite = 8,5% - divers = 0,1%

L'absence de muscovite, la présence de chlorite que J. et J. Sarcia (1958) signalent dans les syénites alcalines quartzifères de Margnac, Ritord, Fanay, les Tenelles en Limousin, paraissent être pour ces roches des caractères spécifiques.

III - COMPOSITIONS CHIMIQUES

Résultats exprimés en pourcentages d'oxydes et en pourcentages ioniques

n°	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	71,50	72,60	62,35	71,65	Si	67,75	69,15	57,80	67,85
Al ₂ O ₃	14,55	14,40	18,50	13,55	Al	16,20	16,00	20,10	15,10
Fe ₂ O ₃	0,45	0,70	0,55	0,70	Fe ⁺⁺⁺	0,35	0,45	0,45	0,45
FeO	1,30	1,00	2,45	1,75	Fe ⁺⁺	1,00	0,80	1,90	1,40
MgO	0,75	0,50	0,80	1,30	Mg	1,00	0,70	1,10	1,80
CaO	0,90	0,85	0,90	1,10	Ca	0,90	0,85	0,90	1,15
Na ₂ O	3,30	3,15	5,40	3,40	Na	6,00	5,85	9,70	6,25
K ₂ O	4,90	4,55	6,20	4,50	K	6,00	5,50	7,35	5,50
TiO ₂	0,50	0,30	0,25	0,25	Ti	0,35	0,25	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,55	0,50	0,70	0,40	P	0,45	0,45	0,55	0,35
MnO	tr	tr	0,05	0,05	Mn	-	-	-	-
H ² O ⁺	0,80	0,65	1,30	1,00	OH	169	172	156	168
H ² O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,10	O + OH	174	176	164	174
Somme	99,50	99,20	99,45	99,75					
CIPW	p	1	1	1'	1'	1. Granite à grain fin Carrière de Thizon. Analyse 2232 - J. Orliac (1963). 2. Granite à grain moyen Carrière de Thizon. Analyse 2233 - J. Orliac (1963). 3. Syénite - Carrière de Thizon. Analyse 2234 - J. Orliac (1963). 4. Aplites sombres. Carrière de Thizon. Analyse 2235 - J. Orliac (1963).			
	q	4	3'	5	(3) 4				
	r	1	1	1	1 (2)				
	s	3	3	3'	3				
NIGGLI	si	387	420	252	371				
	al	46,70	49	44,10	41,50				
	fm	13,60	11,80	15	20,20				
	c	5,20	5,20	3,90	6,20				
	alk	34,50	34	37	32,10				
	k	.50	.48	.43	.46				
	mg	.43	.35	.32	.49				

Norme CIPW et normes approchées

n°	1	2	3	4		1	2	3	4
Quartz	31,20	35,28	4,32	30,12	Quartz	32,82	36,36	7,02	33,34
Orthose	29,47	26,69	36,70	26,69	Orthose	17,52	13,34	25,02	16,12
Albite	27,77	26,72	45,59	28,82	Albite	27,77	26,72	45,59	28,82
Anorthite	1,11	0,83	0,28	3,06	Anorthite	1,11	0,83	0,28	3,06
Corindon	3,37	3,98	2,75	1,94					
					Muscovite	12,80	15,50	10,40	7,96
Pyroxènes	2,99	2,52	5,56	5,58	Biotite	5,05	4,23	7,62	8,17
Mx. opaques	1,61	1,54	1,39	1,39	Mx. opaques	1,18	1,25	1,17	1,17
Apatite	1,34	1,34	1,68	1,01	Apatite	1,34	1,34	1,68	1,01

Interprétation

Les compositions chimiques permettent de classer les granites dans la famille alcaline, confirmant en cela les données de l'étude pétrographique.

- Les aplites sombres apparaissent moins strictement leucocrates et présentent une tendance calco- alcaline.

La composition chimique des syénites en fait des syénites alcalines, hololeucocrates, quartzifères. Elles sont donc très proches chimiquement des nordmarkites bien que l'individualisation de l'albite les en éloigne du point vue pétrographique.

Répartition sur un diagramme Quartz - Albite - Orthose.

Les compositions des granites et des aplites porphyriques apparaissent bien groupées au centre. Alors que le granite à grain moyen se superpose à la composition du minimum pour 500 kg/cm² le granite à grain fin et les aplites sombres se placent sur la limite quartz-feldspath pour 2000 kg/cm² et sont plus orthosiques que le minimum correspondant. Ces trois types de roches ont une quantité d'orthose équivalente comme c'était le cas pour les massifs déjà étudiés et il est vraisemblable que la muscovitisation a ici joué son rôle.

La syénite quartzifère se place, dans le diagramme, sur l'isotherme du minimum albite-orthose, à peu près indépendant de la pression.

IV - TENEURS EN OLIGOELEMENTS

1 - Granite à grain fin - Analyse 659 - C. Jamond, 1964

2 - Granite à grain moyen - Analyse 660 - C. Jamond, 1964.

3 - Syénite - Analyse 661 - C. Jamond, 1964.

4 - Aplites sombres - Analyse 662 - C. Jamond, 1964

	1	2	3	4
Pb	13	14	15	15
Sn	15	16	19	36
Ag	2	2,5	3	2,5
Cu	25	34	37	28
Ni	34	22	31	26
Cr	60	54	75	65
Mo	0	5	0	2

L'homogénéité des teneurs est remarquable et confirme la parenté de ces roches. Tout au plus peut-on noter que l'aplite sombre contient plus d'étain que les autres faciès. Cela peut tenir à la plus grande teneur en micas de cette roche, les études précédentes ayant montré que l'étain était localisé dans les micas - Mais les syénites, pratiquement dépourvues de micas ont autant d'étain que les granites, et il faut bien admettre qu'à défaut de micas l'étain se place ailleurs.

V - CONCLUSIONS

Le granite à grain fin de la carrière de Thizon, alcalin et hololeucocrate, est riche en muscovite. Il contient des nuages de granites à grain moyen qui ne s'en distinguent que par leur grain et qui, tout en étant congénères du granite à grain fin, paraissent tardifs.

Les applites sombres et les syénites, également congénères du granite à grain fin, sont en enclaves dans sa masse et représentent vraisemblablement des différenciations précoces. Les syénites, faiblement quartzifères, sont hololeucocrates et alcalines. Elles se distinguent des syénites alcalines classiques par leurs albites bien individualisées et subautomorphes. Dans le cadre de cette étude, leur faible teneur en muscovite est à souligner plus particulièrement.

Elles sont intimement associées au granite et la parenté des deux roches apparaît dans leur alcalinité, la similitude de leur feldspath potassique et jusque dans leurs teneurs en oligo-éléments. Malgré la parenté chimique et la proximité dans l'espace du granite et des syénites, l'un est très riche en muscovite alors que les autres en sont dépourvues. Cela rejoint la constatation faite depuis bien longtemps par les pétrographes et réaffirmée par F. Chayes : les granites pauvres en quartz sont également pauvres en muscovite. Il n'est donc pas surprenant que les syénites en soient dépourvues. Il reste à connaître de quelle manière la quantité de quartz a pu intervenir.

Les expériences de Bowen et Tuttle montrent que la température de cristallisation d'un mélange de même composition que les syénites de Thizon est supérieure de 100° environ à la température de cristallisation d'un mélange de même composition que le granite de Thizon et ceci, quelle que soit la pression.

Il est vraisemblable que ce décalage des températures de cristallisation du granite et de la syénite est à l'origine de l'absence de muscovite dans les syénites. Pour cela deux conditions au moins sont indispensables :

- La première est que le développement de la muscovite soit bloqué par un seuil de température compris entre les températures de cristallisation de la syénite et du granite.
- La seconde condition est que le développement de la muscovite qui paraît intervenir après la cristallisation, *ne puisse se produire que dans une marge de température très proche de la température de cristallisation de la roche*. Si cette condition n'était pas remplie, la syénite incluse dans le granite en voie de muscovitisation et possédant les mêmes feldspaths que lui n'aurait pas échappé à la transformation.

Un contrôle thermique pourrait, à ces deux conditions, expliquer l'absence de muscovite dans les syénites alcalines quartzifères. Le quartz interviendrait dans la réaction simplement en déterminant la température de cristallisation de la roche.

L'absence de muscovite dans les applites sombres, plus calciques que le granite, peut également trouver son explication dans ce contrôle thermique.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS A L'ETUDE DES LEUCOGRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS

1 - GISEMENT, FACIES DE BORDURE, ENCLAVES .

Les granites étudiés ont en commun leur gisement en massifs circonscrits de petite taille. Certaines de leurs caractéristiques permettent d'établir leur origine magmatique. Ainsi les enclaves déplacées de micaschistes dans le massif d'Echassières et le « roof » de granite à biotite dans celui de la Pierre-qui-Vire supposent les processus de magmatic-stopping et de cauldron-subsidence qui permettent ou accompagnent la mise en place des magmas.

Les faciès de bordure sont également significatifs. Le plus bel exemple en est donné par le massif de la Pierre-qui-Vire où la frange aplitique est pratiquement continue et où l'on peut voir le passage très graduel d'une aplitite à nodules de cordiérite et à grain très fin, à un granite à grain moyen, par l'intermédiaire d'une aplitite porphyrique de plus en plus riche en phénocristaux. A Montaigut-en-Combrailles les aplites à nodules de cordiérite frangent un granite à grain fin ; ni les aplites porphyriques, ni le faciès à grain moyen ne sont visibles. A Echassières, au contraire, le granite à grain moyen ou gros touche directement les micaschistes. Les aplites porphyriques à pinite de la Croix-Lambin ne se trouvent que très localement à sa bordure et sont plutôt prises en panneaux dans le granite.

Ainsi, selon les massifs, la répartition, l'épaisseur, la nature des aplites frangeantes changent considérablement, mais d'un massif à l'autre on reconnaît des faciès identiques.

Pour chacun des massifs les compositions minérales et chimiques du granite et des aplites frangeantes varient dans des limites très étroites et ces variations sont absolument indépendantes du faciès - Seule change, en définitive, la structure, parfois même seulement le grain. Les aplites frangeantes peuvent être rapprochées des faciès microgrenus de bordure décrits par J. Didier sur le pourtour de certains massifs circonscrits de granodiorites. Elles ne sont jamais cependant, même pour les variétés les plus fines, des *aphanérites* au sens donné par Lacroix à ce mot ; aussi ai-je évité le terme de microgranite.

Des aplites identiques aux aplites frangeantes se trouvent enclavées dans le granite à Echassières et à un moindre degré à Montaigut et à la Pierre-qui-Vire. Ces enclaves peuvent représenter les restes d'une masse aplitique figée en masse et réorganisée ensuite en granite selon le processus de plutonisation que J. Didier et M. Roques ont mis en évidence dans certains massifs intrusifs de granodiorites. J.M. Cantagrel a interprété de cette manière les enclaves contenues dans le granite d'Echassières et pensait que l'albitisation et la muscovitisation étaient le moteur de la plutonisation des aplites, autrement dit de leur transformation en granite. En fait ces transformations affectent de la même manière les aplites et le granite. D'autre part, aucun des arguments donnés par J. Didier, modification de la composition chimique de la masse primitive, feldspathisation des bordures ou des enclaves, ne peut être fourni et le processus de plutonisation paraît ici indémontrable.

Aussi me semble-t-il préférable, dans l'état actuel des choses, de considérer ces enclaves comme des fragments de la frange aplitique, localement disloquée et reprise dans le magma de la même manière que les roches, micaschistes ou granite à biotite, où s'est faite la mise en place. Elles se rattachent, dans ces conditions, à la catégorie d'enclaves microgrenues que J. Didier nomme « enclaves microgrenues claires ».

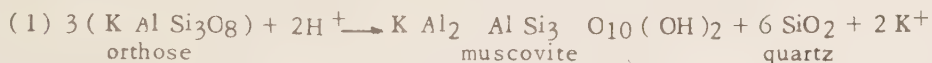
2 - COMPOSITIONS MINÉRALES. ALBITISATION, MUSCOVITISATION, ET AUTRES PROCESSUS DE SUBSTITUTION.

Les granites et leurs faciès de bordure ont les mêmes composants. Ils contiennent beaucoup de quartz, dihexaédrique ou non, de l'albite, un microcline intermédiaire microperthitique ou parfois de l'orthose, de la biotite, de la muscovite. La cordiérite phyllitisée existe à peu près partout. Elle se présente en nodules où elle est toujours associée au quartz dans des aplites tout à fait marginales, en prismes dans les aplites porphyriques, en nids xénomorphes, dans les granites

Albitisation : Les microperthites des granites d'Echassières sont envahies par des nuages albitiques qui ont une orientation optique différente de celle des films d'albite d'exsolution et

les recouper. Ils sont vraisemblablement liés à un échange tardif d'ions K et Na, tel qu'en ont réalisé Orville (1962) et, Wyart et Sabatier (1962). Ce phénomène est beaucoup plus discret dans les autres massifs.

Muscovitisation : En lame mince on peut observer des associations symplectiques de quartz et de muscovite qui semblent se superposer aux feldspaths. Les compositions modales mettent d'autre part, en évidence, une corrélation positive entre le quartz et la muscovite et une corrélation négative entre la muscovite et les feldspaths. Ces corrélations apparaissent également dans les normes approchées. Elles trouvent une explication dans les réactions métasomatiques expérimentées par J.J. Hemley (1959). Ces réactions s'écrivent :



Les volumes de quartz et de muscovite ainsi formés sont sensiblement équivalents. Ces réactions se traduisent par l'acquisition de $6H^+$ et le départ de $6Na^+$.

Il existe des sources secondaires de muscovite. *L'andalousite* en est une pour les faciès contaminés d'Echassières. *La cordiérite* en est une autre, aussi bien pour les granites d'Echassières et de Montaigut que pour ceux de la Pierre-qui-Vire. *En aucun cas les agrégats micacés ne dépassent le cadre de l'ancien cristal de cordiérite.* Aussi à Echassières où la quantité de muscovite est grande la part de la cordiérite est-elle négligeable. Ce n'est plus tout à fait le cas pour les granites de la Pierre-qui-Vire où la muscovite remplaçant la cordiérite intervient de manière sensible sur une teneur globale en muscovite relativement faible. La phylitisation de la cordiérite est, selon P. Eskola (1939) le résultat de la réaction :



F. Conqué (1963), dans son étude des transformations subies par la cordiérite du granite de Huelgoat, montre que les produits micacés de remplacement sont variés et qu'à la muscovite ou à la séricite, s'ajoutent une septechlorite, une chlorite à $14 \text{ \AA}$, du phlogopite ou de la biotite. Le bilan de ces transformations est caractérisé par un départ de silice important, en partie compensé par une hydratation.

Un autre processus de muscovitisation peut être avancé. *La décalcification des plagioclases* (Shemerhorn 1956 - 1960) amène une libération de l'alumine selon la réaction de P. Eskola (1935).



Par substitution du potassium au sodium et l'intégration de l'aluminium mobilisé et d'eau, la muscovite peut se constituer. Une réaction plus directe peut être envisagée :



Cette réaction s'opère à volume à peu près constant. Dans le cas d'un plagioclase An 10, un calcul simple montre que 6,6 vol de plagioclase et 0,75 vol d'orthose fournissent 7 vol de muscovite, 0,3 vol d'albite et 0,15 vol de quartz.

Une réaction de ce genre est peut-être à l'origine de la séricitisation des plagioclases. Elle se traduit par une hydratation et une décalcification de la roche.

Une autre origine possible de la muscovite, par transformation de la biotite n'apparaît ni dans l'étude minéralogique de ces minéraux, ni dans leur répartition modale.

Les granites du massif d'Echassières, et eux seuls, ont subi des transformations plus poussées.

La greisenisation : Bien que la greisenisation puisse être l'aboutissement du processus de remplacement des feldspaths selon les réactions de J.J. Hemley, et M. Lagache, il ne semble pas

qu'il y ait continuité entre les deux phénomènes. En effet dans la plupart des greisens apparaît un autre mica, le lépidolite. La biotite est en même temps éliminée. Enfin de nouvelles substitutions se manifestent. Le remplacement des feldspaths par la topaze entraîne, non seulement l'élimination de la soude, mais également celle de la potasse.

La kaolinisation : Elle affecte les granites déjà muscovitiques et se traduit par l'expulsion de la totalité des alcalins et des deux tiers de la silice des feldspaths. La silice ainsi libérée pourrait être à l'origine des zones silicifiées à proximité des poches de kaolin.

La silicification : Elle correspond à la substitution des feldspaths par du quartz et entraîne non seulement le départ des alcalins mais aussi celui de l'alumine.

3 - COMPOSITIONS CHIMIQUES ; « EFFET MUSCOVITE ».

Tous les granites étudiés et leurs formes de bordures sont hololeucocrates et alcalins. Le quartz, l'albite et l'orthose de leur norme C.I.P.W. représentent 90 à 95 % du total. Ils sont comparables aux granites de la Nouvelle Angleterre décrits par F. Chayes. N.L. Bowen et O.F. Tuttle ont étudié deux de ces granites : celui de Westerly à plagioclases, microcline, quartz, biotite et muscovite, type des granites « subsolvus » et celui de Quincy à microperthite quartz et amphibole sodique, type des granites « hypersolvus ». Ils ont démontré que le comportement de ces granites était identique à celui de mélanges artificiels dans le système quartz-albite-orthose-eau. A partir de là il était possible d'appliquer à l'interprétation des granites alcalins naturels des données obtenues sur des mélanges artificiels. Le caractère magmatique des granites que j'ai étudiés ici, leur composition chimique les plaçant pratiquement dans le système quartz-albite-orthose, permettent de leur appliquer avec quelque vraisemblance les données de N.L. Bowen et O.F. Tuttle. Ceci dit, il convient de préciser que les expériences de Von Platen (1965) sur le système Q - Ab - Or - H₂O, où il fait intervenir également l'anorthite et des concentrations variables en acides et en alcalins, lui ont permis de montrer l'importance de ces facteurs sur la position des minimums. Le système de Bowen et Tuttle est ici un système de référence.

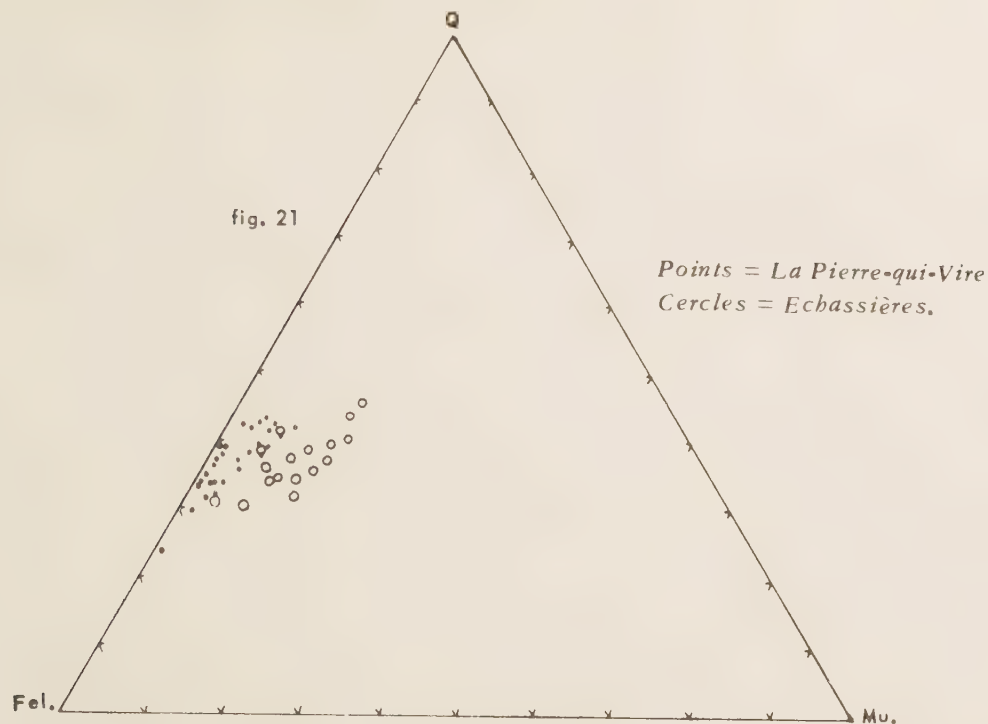
Sur le diagramme Q - Ab - Or - leurs normes apparaissent groupées aux environs des minimums pour 1000 et 500 Kg/cm². La syénite quartzifère alcaline de Thizon se place, elle, sur l'isotherme du minimum albite-orthose.

Bien que les normes des granites soient superposées dans le diagramme quartz-albite-orthose leurs compositions chimiques sont notablement différentes. Ainsi les granites d'Echassières sont nettement plus alumineux et moins siliceux que les granites de la Pierre-qui-Vire.

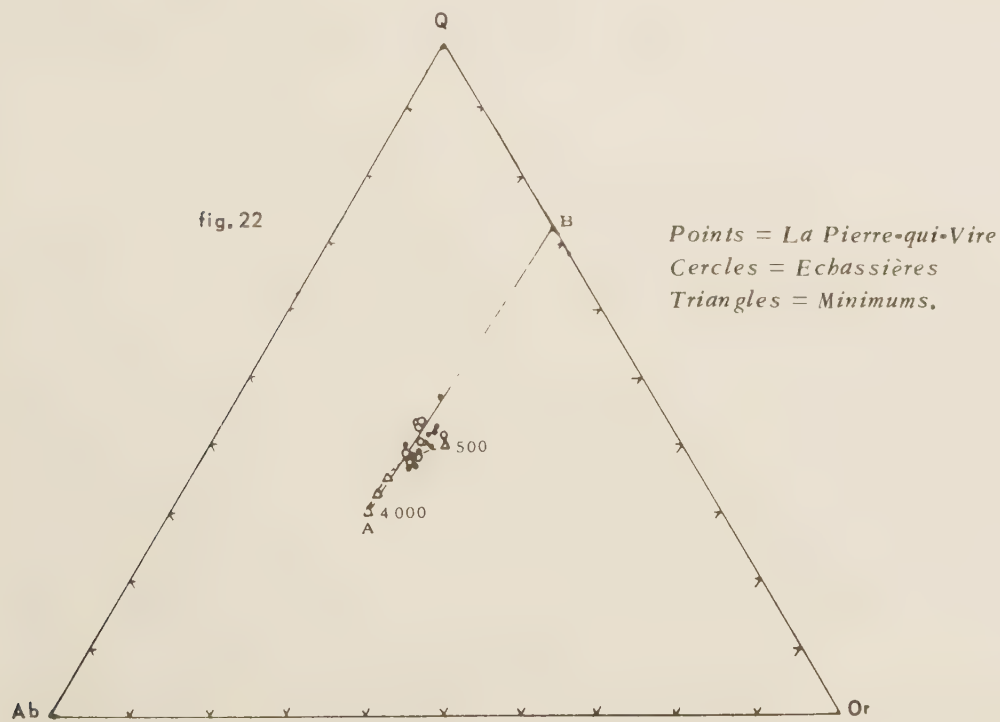
Ces divergences dans les compositions chimiques ne font que traduire des écarts très sensibles dans les compositions minérales. Les granites d'Echassières sont, en moyenne, beaucoup plus riches en muscovite que ceux de la Pierre-qui-Vire et, à quantité égale de muscovite, ils sont moins riches en quartz (fig. 21). A première vue la quantité de muscovite apparaît directement liée à la teneur en alumine. La comparaison des compositions des granites avec celles des mélanges quartzo-feldspathiques parfaits que sont les « minimums » montre cependant que si les granites ont un excès d'alumine par rapport aux minimums, cet excès n'est pas beaucoup plus important dans les granites riches en muscovite que dans les granites pauvres en muscovite. Cette comparaison permet également de voir que si les granites sont aussi potassiques que les minimums, ils sont nettement hyposodiques et que les plus hyposodiques sont ceux qui contiennent la plus grande quantité de muscovite.

Les réactions métasomatiques de muscovitisation permettent d'expliquer ces variations dans les teneurs en soude. L'étude des compositions minérales et chimiques conduit ainsi à ne plus considérer la muscovite comme un minéral accessoire, indépendant, et en quelque sorte étranger à la roche. Elle provient en grande partie de la transformation des feldspaths et cette transformation se traduit dans la composition chimique globale d'un granite par la perte

d'une certaine quantité de sodium et par un gain en eau, ou plutôt en hydrogène.



Dans la norme C.I.P.W. cette transformation conduit à une régression de l'albite virtuelle et corrélativement, à une augmentation du quartz et du corindon. L'orthose virtuelle



ne subit pas de variation.

Sur un diagramme Q-Ab-Or, la norme d'un granite muscovitisé se trouvera plus près du

pôle quartz que le granite non muscovitisé dont il dérive et, approximativement sur la même ligne équi-orthosique.

Le diagramme ci-dessus (fig.22) montre ce qu'il advient de la position du «minimum» pour 4000 kg/cm^2 placé en A, lorsqu'il est affecté par la muscovitisation métasomatique. Elle entraîne son déplacement sur une droite AB, B correspondant à sa composition après une muscovitisation totale. Cette transformation se fait sans que la quantité d'orthose ait été modifiée. Le léger gain en orthose indiqué par la position B tient tout simplement au fait que le corindon n'intervient pas dans la somme des constituants considérés dans le diagramme. Cela a pour effet de réduire cette somme et ensuite, par son réajustement à 100, de majorer légèrement les constituants quartz et orthose. Les normes des granites d'Echassières et de la Pierre-qui-Vire, également représentés sur ce diagramme, ne montrent pas de variation sensible de la teneur en orthose virtuelle.

La stabilité de l'orthose virtuelle, jointe aux autres données fournies par les analyses chimiques et modales, permet d'envisager la reconstitution de granites initiaux sans muscovite.

La composition initiale reconstituée des granites de la Pierre-qui-Vire, pauvres en muscovite, s'établit à $Q = 35$, $Ab = 38$, $Or = 27$, pour une norme actuelle moyenne de $Q = 40$, $Ab = 33$, $Or = 27$.

Les granites d'Echassières riches en muscovite, dont les normes établies d'après la composition actuelle sont exactement superposables dans le diagramme à celles des granites de la Pierre-qui-Vire, ont une composition initiale de : Quartz 28 - Albite 47 - Orthose 25. Confrontées au diagramme expérimental de Tuttle et Bowen, ces nouvelles normes placent les granites de la Pierre-qui-Vire près du minimum thermique pour 2000 kg/cm^2 de pression d'eau, et les granites d'Echassières aux environs du minimum pour des pressions d'eau de l'ordre de 4000 kg/cm^2 .

Tout se passe comme si la muscovitisation avait eu pour effet de faire glisser les normes de ces granites, différentes à l'origine, sur la ligne joignant les minimums pour des pressions d'eau de plus en plus faibles et de concentrer ces normes auprès des minimums pour 1000 à 500 kg/cm^2 .

4 - CONTROLE DU DEVELOPPEMENT DE LA MUSCOVITE DANS LES GRANITES.

Les granites pauvres en muscovite de Montaut-en-Combrailles et de la Pierre-qui-Vire sont très riches en silice. Les granites riches en muscovite d'Echassières et de Thizon, sont moins siliceux que les précédents. Enfin les syénites enclavées dans le granite de Thizon ne renferment pas de muscovite. La teneur en muscovite paraît ainsi liée à un optimum de teneur en silice (J. Lameyre et M. Roques, 1964).

La composition initiale reconstituée des granites d'Echassières, riches en muscovite, correspond à la composition d'un minimum thermique pour de hautes pressions d'eau dans le système $Q - Ab - Or - H_2O$, alors que les granites pauvres en muscovite de la Pierre-qui-Vire ont une composition initiale proche de celle des minimums pour des pressions d'eau plus faibles. Faut-il en conclure à un contrôle de la muscovitisation par la pression d'eau ?

Un tel contrôle paraît, à première vue, tout-à-fait conforme aux données de Yoder et Eugster (1955) sur les conditions de stabilité de la muscovite (fig.1). Superposée au diagramme de Tuttle et Bowen, on voit que la courbe de Yoder et Eugster recoupe la courbe des minimums granitiques au niveau du minimum pour 2000 bars. Les granites d'Echassières, avec leur composition initiale de minimum pour 4000 bars, peuvent admettre une certaine quantité de muscovite, alors que ceux de la Pierre-qui-Vire ne le peuvent pas. De même on peut concevoir que la syénite de Thizon, placée sur la courbe des minimums $Ab - Or$, soit privée de muscovite dans un granite qui, lui, en contient une forte proportion, si ces roches correspondent à des pressions d'eau de l'ordre de 3000 bars.

Cependant, Miyashiro a objecté que la réaction :



expérimentée par Yoder et Eugster, était moins probable dans les granites à muscovite, toujours riches en quartz, que les réactions du type :



Il a calculé que pour ces réactions en présence de silice excédentaire, le domaine de stabilité de la muscovite ne recoupe la courbe de fusion du granite que pour des pressions de l'ordre de 4000 bars. On sait aussi que R.E. Segnit et G.C. Kennedy (1961) ont retrouvé en présence du quartz, les conditions fixées par Yoder et Eugster.

La cristallisation de muscovite primaire dans les granites que je viens d'étudier est donc improbable selon Miyashiro, possible selon les données de Yoder et Eugster ou de Segnit et Kennedy. Mais il convient de ne pas oublier *qu'elle n'est possible que si l'on admet des compositions initiales reconstituées en fonction de réactions métasomatiques*. J.J. Hemley (1959) a montré que la pression d'eau n'avait qu'une influence réduite sur ces réactions *essentiellement conditionnées par la température et les concentrations en ions K^+ et H^+* .

Dans le système Q - Ab - Or - H_2O , les minimums de haute pression auxquels correspond la composition initiale reconstituée des granites d'Echassières ont une température de cristallisation inférieure à celle des minimums de pression moyenne (la Pierre-qui-Vire), et des minimums Ab - Or (syénite de Thizon). *Il apparaît ainsi qu'un contrôle thermique a pu intervenir dans la muscovitisation des granites alcalins*. La limite supérieure serait proche de la température de cristallisation des granites les moins muscovitiques, soit environ 700°. Cette température est fixée par la pression dans le système étudié par Bowen et Tuttle. Depuis les travaux de von Platen (1965) on sait que les variations de concentration en HCl, HF ou NH_3 , et les variations du rapport Ab/An sont susceptibles de faire varier la température de cristallisation d'un liquide de composition granitique et ceci à pression constante. En d'autres termes, la température limite, évaluée approximativement à 700° peut être réalisée à des pressions d'autant plus faibles que les concentrations en HCl ou en HF sont plus fortes.

Un tel contrôle thermique suppose, comme on l'a vu, au moment de l'étude des granites de Thizon, que la réaction de muscovitisation, qui paraît intervenir après que les roches aient acquis leur structure, autrement dit à un stade avancé de leur cristallisation, ne peut être séparée de cette cristallisation. S'il s'agissait d'un phénomène indépendant, les roches cristallisant à température trop élevée pour être muscovitisées, pourraient l'être au moment de leur passage dans la zone de température favorable.

Ce contrôle ne peut cependant expliquer pourquoi les normes de granites de compositions différentes, se superposent et le font au niveau des minimums pour des pressions faibles. Si l'on veut voir dans ce groupement autre chose qu'un effet du hasard, on peut faire intervenir une cristallisation adiabatique liée à un relâchement de la pression avec perte concomitante de produits volatils, processus envisagé par O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958). Ils écrivent : « Il est possible que la température augmente de 100 à 300°C, au cours de la cristallisation adiabatique d'un liquide granitique contenant de l'eau, en supposant que ce liquide est saturé en vapeur d'eau à pression élevée et que le système n'a pas perdu de chaleur ». Dans ces conditions, l'élévation de la température jusqu'à la valeur limite de 700° environ bloquerait le développement de la muscovite dans les granites, et la quantité de muscovite serait d'autant plus grande que la température de cristallisation commençante serait plus éloignée de cette température-limite. Mais cela conduit à supposer bien des choses.

Cette hypothèse ne s'applique pas, en tout cas, aux greisens dont les compositions échappent au domaine des minimums granitiques. Elle n'explique pas, non plus, le fait que les échantillons prélevés à quelques mètres de distance à l'intérieur d'un même massif aient des compositions minérales et chimiques différentes donnant sur les diagrammes une « trainée » qui, précisément, a permis d'envisager la reconstitution de compositions originelles. La continuité

apparente entre la cristallisation des granites et le développement de la muscovite, l'association, sur le terrain, des greisens et des kaolins aux granites les plus riches en muscovite, permettent d'envisager une solution plus simple et qui rend compte, plus largement, des phénomènes constatés. En partant des données de Yoder et Eugster, de Miyashiro ou d'Evans d'une part, de celles de Hemley d'autre part, il est possible de supposer un enchaînement des phénomènes proprement magmatiques et des processus secondaires que sont la muscovitisation, la greisenisation et la kaolinisation. Cet enchaînement serait réalisé seulement lorsque la température de cristallisation finissante est assez proche du domaine des températures où se placent les phénomènes secondaires. Ceux-ci seraient d'autant plus intenses que la température de cristallisation est plus faible, que ce soit par l'effet de hautes pressions d'eau (Tuttle et Bowen), ou de l'acidité (von Platen).

5 - LA MUSCOVITISATION ET L'INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES GRANITES A MUSCOVITE :

Quelles que puissent être les conditions du contrôle et du blocage du processus de muscovitisation, ses conséquences ne sont pas négligeables pour l'interprétation des caractères chimiques et minéralogiques des granites à muscovite.

- Les effets de la muscovitisation métasomatique permettent de comprendre comment des granites, dont les compositions minérales et chimiques diffèrent notablement, peuvent se placer au même endroit d'un diagramme quartz-albite-orthose près de la position des minimums pour de faibles pressions d'eau.

- Les hautes pressions d'eau sont nécessaires à la cristallisation de muscovite dans un magma granitique suralumineux (Yoder et Eugster - Miyashiro - Evans) et on peut être tenté d'attribuer à des réactions de ce type la grande quantité de muscovite que contient le granite d'Echassières. Mais il faut garder à l'esprit que les réactions métasomatiques sont seules à pouvoir rendre compte des relations volumétriques constatées entre le quartz, les feldspaths et la muscovite, ainsi que de la stabilité de l'orthose virtuelle devant les variations de l'albite virtuelle. Cependant, comme nous l'écrivions (J. Lameyre et M. Roques, 1964), il est vraisemblable qu'une certaine quantité de muscovite limitée par l'équilibre des alcalins et de l'alumine, tire son origine d'un stock alumineux non feldspathique. Ce doit être le cas des paillettes incluses dans les phénocristaux de feldspaths et de quartz ou interstratifiées avec la biotite.

- Le granite d'Echassières contient des enclaves surmicacées du type de celles que J. Didier (1963), s'appuyant sur les expériences de H.G.F. Winkler, considère comme les restes possibles de roches métamorphiques alumineuses qui auraient subi une fusion sélective. Est-ce à dire que le magma mis en place à Echassières provient d'une anatexie différentielle ? Il est également possible que cette fusion sélective ait été la conséquence d'un métamorphisme très poussé exercé sur des enclaves par le magma. Cependant un argument avancé par O.F. Tuttle et N.L. Bowen pour mettre en doute l'origine anatectique des granites est, dans le cas du granite d'Echassières tout au moins, un peu amoindri. Ils écrivent : « Le fait que peu de granites aient une composition proche de l'eutectique ternaire à 4000 kg/cm² de pression de vapeur d'eau ou proche du minimum à 3000 kg/cm² suggère que les magmas granitiques sont probablement rarement saturés en eau. Si les liquides granitiques étaient communément formés par une fusion sélective de sédiments hydratés, beaucoup de ces liquides seraient saturés en eau ».

Pour une composition initiale correspondant précisément à ces minimums de haute pression dans le système Q - Ab - Or - H₂O, l'origine anatectique du magma granitique devient compatible avec le raisonnement de N.L. Bowen et O.F. Tuttle, repris d'un point de vue tout différent, par R. Perrin et M. Roubault (1963).

En résumé, le gisement et les faciès des granites que je viens d'étudier dénotent une mise en place sous forme de magma. Leurs caractéristiques minérales et chimiques m'ont conduit à penser que la muscovite qu'ils contiennent est due, en grande partie à des réactions métasomatiques tardives. De la confrontation entre leurs études expérimentales et l'obser-

vation des granites naturels, O.F. Tuttle et N.L. Fowen tiraient la conclusion que « beaucoup de changements ont pris place dans la composition des minéraux, les variétés polymorphes des minéraux et les relations entre les minéraux ... entre la fin de la cristallisation magmatique et l'observation sous le microscope ». Parmi ces changements ils citent le développement de la muscovite. La muscovitisation métasomatique ne change pas seulement la composition minérale des granites, les modifications qu'elle entraîne dans leur composition chimique conduisent à réviser sérieusement l'idée, que peut donner de leur origine et de leur histoire proprement magmatique leur composition chimique actuelle, confrontée à celle de mélanges artificiels dont le comportement aux différentes pressions et températures est connu.

DEUXIEME PARTIE

LEUCOGRANITES DANS LES GRANDS MASSIFS GRANITIQUES :
LES LEUCOGRANITES DE LA MARGERIDE

LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA MARGERIDE



GENERALITES

1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le grand massif granitique de la Margeride et son appendice, le massif d'Entraygues, occupent une bonne partie de l'isthme cristallin qui, entre les Limagnes au Nord et les grands Causses au Sud, relie les régions occidentales et orientales du Massif Central français. C'est un pays de hauts plateaux dont l'altitude avoisine 1000 m. Il est coupé, depuis le Mont Mouchet au Nord, jusqu'aux abords de Mende au Sud, par une longue ligne de crêtes, la « Montagne de la Margeride » qui atteint 1500 m. Cette montagne sépare le plateau de Grandrieu, drainé par les affluents de la Loire, du plateau de St-Chély-d'Apcher et d'Aumont-Aubrac, dont les eaux vont à la Truyère et au Lot.

Le Massif d'Entraygues, tout à l'Ouest, est séparé du Massif de la Margeride proprement dit par la langue volcanique de l'Aubrac. Il est traversé du Sud-Est au Nord-Ouest, entre Estaing et Entraygues, par les gorges profondes du Lot.

2- HISTORIQUE

Les massifs de la Margeride et d'Entraygues sont couverts par les feuilles au 1/80 000 de St-Flour, Le Puy, Figeac, Mende et l'Argentière. L'établissement ou la révision de leur cartographie ont été successivement réalisés par G. Fabre (1875-85), F. Fouqué (1882), M. Boule (1893-1932), H. Longchambon (1926-1939), Y. Boisse de Black (1932-1936), enfin par P. Lapadu-Hargues qui depuis 1939 étudie cette région. On lui doit aussi l'étude, publiée en 1948, de l'ensemble du massif et de ses bordures. La cartographie qu'il en a donnée constitue la base de ce travail.

Selon P. Lapadu-Hargues, le granite de la Margeride est un ensemble homogène. Sa structure et sa composition sont en effet très constantes. Son caractère dominant est la présence d'énormes feldspaths potassiques pouvant atteindre 10 cm, les « dents de cheval ». Dans le granite porphyroïde une « granulite » forme des amas ou des filons allongés selon les principales directions tectoniques. Sa structure et sa composition sont également assez constantes. Elle est généralement finement grenue, très leucocrate, parfaitement alcaline. « En résumé on se trouve là en présence d'une *granulite alcaline sodique*, éventuellement tourmalinifère. Il serait peut-être plus rigoureux de dire : *granulite pauvre en calcium* ».

En dépit de l'homogénéité pétrographique du granite de la Margeride, le massif « est loin d'avoir l'unité massive qui pourrait sembler se dégager à première vue... ». S'il s'est mis en place après la tectonique responsable de la structure des terrains métamorphiques qui l'encadrent, « le noyau a subi des actions dynamiques ultérieures aboutissant à une tectonique cassante qui a suivi plus ou moins immédiatement la mise en place des granites... De tels accidents ont dû d'ailleurs rejouer à maintes reprises dans les suites des temps géologiques. Mais leur premier établissement a dû sans doute, suivre de très près l'apparition du batholite granitique, et a dû être, à peu près à coup sûr, lié à la mise en place des amas granulitiques ».

P. Lapadu- Hargues note qu'au contact du granite « les phénomènes de métamorphisme tant exomorphes qu'endomorphes sont nuls ou insignifiants » sauf toutefois dans la région d'Entraygues où un déséquilibre entre la composition du granite et celle des micaschistes lui paraît pouvoir expliquer ce métamorphisme. Il souligne enfin que « les contacts entre granite et terrains encaissants ont souvent été l'objet de déplacements privilégiés ultérieurement à la mise en place du nouveau granitique ». Ceci a pu masquer les effets du métamorphisme et en tout cas n'en facilite pas l'étude.

M. Roques a, dans sa thèse (1941), étudié les micaschistes de la vallée du Lot et leur métamorphisme au contact du granite d'Entraygues. Il constate que l'épaisseur de l'auréole de métamorphisme est beaucoup plus importante là où le granite recoupe la direction des micaschistes à son extrémité ouest, et il pense que la diminution de l'épaisseur de l'auréole vers l'Est peut trouver son explication dans le fait que les micaschistes se présentent alors parallèlement au contact et ont pu faire écran à la progression du métamorphisme. Il signale l'existence d'un granite à muscovite dans lequel les grands cristaux feldspathiques du granite d'Entraygues ne se retrouvent plus. Il constate également que des filons de granite à muscovite se sont installés dans le granite porphyroïde ce qui permet de les attribuer à une phase tardive de la mise en place du massif.

P. Bécarie (1958) étudie plus particulièrement la répartition des oligoéléments dans les micaschistes et dans les granites d'Entraygues. Elle souligne le caractère topochimique strict du métamorphisme de contact, aussi bien en ce qui concerne les éléments majeurs que certains oligoéléments et, en particulier, l'étain.

F. Colin (1960) constate que dans le granite porphyroïde au Nord du massif de la Margeride, les filons aplitiques sont tardifs - « le mode de gisement est extrêmement capricieux, on a l'impression d'un réseau continu de sills, de dykes, de chonolites qui arme complètement le corps granitique, lui servant en quelque sorte de squelette ... Le contact avec le granite encaissant est toujours extrêmement net. La granulite joue un rôle important dans le relief du pays granitique, plus dure que le granite à gros grain, elle reste en relief dans le paysage ».

M. Toyer (1962) arrive à des conclusions conformes à celles de ses prédécesseurs en ce qui concerne le Massif d'Entraygues.

- Les travaux des géologues qui ont étudié le massif de la Margeride et ses annexes permettent de s'en faire une idée homogène. C'est un massif intrusif de granite porphyroïde, dans lequel se sont mis en place des leucogranites, essentiellement aplitiques, congénères des granites porphyroïdes mais tardifs.

J'étudierai successivement les leucogranites :

- de la région d'Entraygues,
- de Grazières-Mages près de St-Alban-sur-Limagnole,
- de St-Chély-d'Apcher,
- de Grandrieu.

A - LES LEUCOGRANITES D'ENTRAYGUES

I - GISEMENT ET FACIES .

Ils sont localisés comme les représente la carte géologique de Figeac, au cœur du granite porphyroïde; et affleurent largement le long de la RN 120 qui suit le Lot entre l'usine de Courbières et Entraygues. Les aplites très claires, exploitées dans les carrières, recoupent en général un leucogranite à grain moyen ou gros, à quartz globuleux, qui affleure aux environs de l'usine de Courbières et sur la route d'Issac (fig.1, pl.VII). D'autres aplites, largement hétérogranulaires avec de gros globules de quartz, passent progressivement au leucogranite à grain moyen. Cela est visible près du barrage de Cambeyrac malgré un système de fractures qui hache les affleurements et gêne les observations - M. Roques m'a confié un échantillon qu'il a prélevé dans les carottes réalisées au moment de l'implantation de l'usine de Courbières. Il s'agit d'un leucogranite très hétérogranulaire et fortement rubéfié qui se trouvait entre le granite porphyroïde et le leucogranite à grain moyen - Ces faciès frangeants sont tout à fait semblables à ceux que j'ai décrits dans le massif de la Pierre-qui-Vire. Quant aux aplites sécantes, elles débordent le cadre des leucogranites et pénètrent dans le granite porphyroïde et dans les micaschistes.

En définitive, les leucogranites d'Entraygues sont comparables à ceux des massifs circonscrits que j'ai étudiés dans la première partie de ce travail. Ils se sont mis en place dans le granite porphyroïde d'Entraygues. Celui-ci, avec le métamorphisme de contact qu'il détermine dans les micaschistes de la vallée du Lot, les enclaves de coméennes, et les enclaves microgrenues sombres et claires qu'il contient, constitue un exemple type de granite intrusif. La composition minérale d'un échantillon du granite porphyroïde prélevé près du barrage de Cambeyrac s'établit ainsi :

Quartz globuleux	32
Plagioclase zoné (An 5 - An 30)	36,6
Microperthite	23
Eliotite	5
Cordiérite phyllitisée en prismes trapus	2
Muscovite	1
Apatite	0,2
Minéraux opaques	0,2

Les indices de Jung et Brousse : SAT 35, COL 7,4 ,FEL 39, le placent à la limite des granites monzonitiques et des granodiorites.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1- LES MINERAUX CONSTITUANTS ET LEURS RELATIONS :

Le quartz. Dans le granite à grain moyen ou gros, il forme des globules mono ou polycristallins de 0,5 à 1 cm, ou plus rarement, de petits grains arrondis de 0,2 mm inclus dans les feldspaths. Dans les granites hétérogranulaires et dans les aplites, ces deux habitus se retrouvent, mais ce sont les grains de 0,2 à 0,5 mm qui dominent nettement. Dans les aplites frangeantes, les petits grains de quartz sont souvent en association micropegmatitique et la structure devient localement granophyrique. Enfin, dans tous les faciès, le quartz se présente en lames ou en vermicules dans des associations symplectiques avec la muscovite remarquablement bien développées (fig.1, pl.VIII). *Les feldspaths potassiques.* Quelle que soit leur structure, les leucogranites d'Entraygues renferment deux types de feldspaths potassiques : l'un est une microperthite d'angle d'axe compris

entre - 54° et - 65°, l'autre un microcline, fortement moiré et peu perthitique, d'angle d'axe voisin de - 80°. Le microcline est en plus forte proportion dans les aplites que dans les granites à grain moyen, il est en général interstitiel - Dans une section d'aplites à gros cristaux de quartz, j'ai observé une plage constituée par un noyau microperthitique automorphe bien délimité, entouré de microcline ayant la même orientation optique (fig. 3, pl. VIII) - Cela établit l'antériorité de la microperthite sur le microcline. Etant donné la netteté des limites et le caractère automorphe du noyau, il est peu vraisemblable que le microcline soit dû à une transformation tardive de celui-ci.

Les feldspaths potassiques sont, d'une manière générale peu poecilolithiques. Dans les formes de bordure ils renferment cependant quelques inclusions de plagioclases ou de quartz, mais ne donnent jamais les figures spectaculaires observées dans les granites d'Echassières ou de la Pierre-qui-Vire.

Les plagioclases. Ils sont très peu calciques, le pourcentage d'anorthite, évalué optiquement, varie de 0 à 10 % et atteint exceptionnellement 20 % au coeur des cristaux. Ces variations sont en général très progressives et ne correspondent pas à un véritable zonage, sauf toutefois pour le granite à grain moyen de l'usine de Courbières où les plagioclases représentent un zonage oscillatoire typique et atteignent couramment An 20. Le contact entre l'albite et le quartz, très net selon les plans (010) se fait perpendiculairement à eux par une ligne brisée, en dent de scie, telle que l'ont décrite Gates et Sheerer (1963) dans le granite de Nonewaug (fig. 2, pl. VIII). La biotite, peu abondante est fréquemment décolorée, mais très rarement chloritisée sauf dans l'échantillon analysé n° 7.

La muscovite forme de grandes plages de 2 à 5 mm auréolées par de très belles associations, symplectiques (fig. 1, pl. VIII) qui s'installent aussi bien sur les albites que sur les feldspaths potassiques. Mais l'ensemble est bien délimité et la muscovite ne s'insinue pas à l'intérieur des feldspaths potassiques comme c'était le cas dans les granites d'Echassières.

Dans les aplites enfin, la muscovite et le quartz s'associent en plages de quelques millimètres, où les autres minéraux n'ont aucune part.

Parfois les cristaux de muscovite sont automorphes et zonés.

Une étude à la sonde de Castaing (B.R.G.M.) réalisée en 1962 par M. Capitant sur un cristal zoné a fourni les résultats suivants :

Si = 23,6% ± 1

Al = 17 % ± 1

K = 6,8% ± 1

Mg de l'ordre de 1% à 2%

Fe de l'ordre de 1%

Ti de l'ordre de 0,2%

Les zones se distinguent par des variations portant sur Ti, Mg et Fe. La plus sombre a une concentration deux fois plus forte en Ti et Mg, et deux fois plus faible en Fe. La formule que l'on peut calculer en supposant que les éléments dosés représentent la totalité des cations - ce qui n'est pas le cas - est approximativement $\text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{Al}_{2,5} \text{Mg}_{0,5} \text{Fe}_{0,1} \text{Ti}_{0,03} \text{K}_{1,3}$. Elle est donc fortement déséquilibrée, tant en ce qui concerne la couche octaédrique que la couche dodécacoordonnée. Il est vraisemblable que le rapport Si/Al est supérieur à 3.

La cordiérite est totalement remplacée par les classiques muscovites en échelle. Parfois, entre les micas, un peu de pinitite demeure. Très souvent cette cordiérite transformée est entièrement incluse dans les cristaux de quartz.

La tourmaline est généralement zonée avec un noyau automorphe beaucoup moins pléochroïque et plus clair que le pourtour.

L'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont présents en faibles proportions.

2- COMPOSITIONS MODALES

Type de roche	Aplites		Granite hétérogranulaire	Granites		
Numéro	1	2	3	4	5	6
Quartz	39	40,5	38	37,5	38,4	32,5
Plagioclases	24,5	26,7	30,7	25	28,6	30,5
F. potassiques	22,2	21,3	23,2	26	24	23,5
Biotite	0,5	0,3	0,5	4	3,8	1,5
						Chlorite 4
Muscovite	13,5	10	7,1	7	5	7
Apatite	0,2	0,4	0,1	0,5	0,2	0,2
Min.opaques	0,1	0,1	-	-	-	0,8
* Cordiérite	-	-	0,4	-	-	-
Divers	Tourm.	Tourm. 0,7	Tourm.	-	-	-
Indices de Jung et Brousse	SAT	45,5	46	41	42	38
	COL	0,8	1,5	1	4,5	6,5
	FEL	100	100	100	51	43

* Cordiérite entièrement phyllitisée, présente partout mais, sauf pour 3, dans une proportion inférieure à 0,1.

Localisation sur les cartes Entraygues et Espalion au 50 000° Lambert.

Aplites

1 - RN 120 entre Entraygues et le rocher du Duc.

Espalion x = 619,60 y = 258,10.

2 - RN 120 Est du rocher du Duc.

Espalion x = 620,5 y = 257,90

Granite hétérogranulaire

3 - RD 34 près du barrage de Cambeyrac

Entraygues x = 618,5 y = 261,3

Granites

4 - RD 34 près du barrage de Cambeyrac - même localisation que 3.

5 - RN 120 - Espalion x = 619,1 y = 259

6 - Carotte de sondage - usine de Courbières.

III - COMPOSITIONS CHIMIQUES

1 - RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES D'OXYDES - PARAMETRES C.I.P.W. ET NIGGLI.

Les numéros correspondent à ceux des analyses modales pour lesquelles les localisations ont été données sauf en ce qui concerne le granite porphyroïde (7) dont la composition a été donnée dans le texte

Analyses n° 1700, 1701, 1710, 1713 = Analyste S. Pignide-Couturié (1961).

Analyse n° 2685 = Analyste S. Pignide-Couturié (1964).

Type de roche	Aplites		Granite hétérogranulaire	Granite à grain moyen	Granite porphyroïde
Numero	1	2	3	6	7
N° d'analyse	1700	1710	1701	2685	1713
SiO ₂	73,90	73,75	74,30	72,50	69,90
Al ₂ O ₃	14,50	14,20	14,85	14,10	16,05
Fe ₂ O ₃	0,60	0,55	0,65	0,50	0,85
FeO	1,10	0,60	0,45	1,25	1,55
MgO	0,90	1,00	0,60	1,75	1,60
CaO	0,80	0,75	0,75	1,40	1,60
Na ₂ O	3,65	3,65	3,60	3,45	3,25
K ₂ O	3,85	4,05	4,25	3,50	4,60
TiO ₂	0,10	tr	0,10	0,45	0,20
P ₂ O ₅	0,35	0,30	0,30	0,15	0,15
MnO	tr	tr	tr	0,00	0,05
H ₂ O ⁺	0,35	0,70	0,55	0,95	0,45
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,20	0,20	0,00
Somme	100,30	99,70	100,60	100,20	100,25
PARAMETRES C.I.P.W.	P	1	1	1	1*
	q	3*	3(4)	3(4)	4
	r	1*	1*	2	2
	s	3*	3*	3*	3*
PARAMETRES de NIGGLI	si	410	416	422	316
	al	47,2	47,1	49,6	42,65
	fm	15	13,5	10,4	21,75
	c	4,6	4,6	4,6	7,80
	alk	33,2	34,8	35,4	27,60
	k	.41	.42	.44	.48
	mg	.49	.62	.49	.50

2 - NORMES C.I.P.W. ET NORMES APPROCHEES.

Type de roche	Aplites		Granite néterogranulaire	Granite à grain moyen	Granite porphyroïde
N° d'ordre	1	2	3	6	7
N° d'analyse	1700	1710	1701	2685	1713

Norme C.I.P.W.

Q	35,34	34,20	34,98	33,54	26,70
Or	22,52	24,20	25,58	20,57	27,24
Ab	30,92	30,90	30,39	28,82	27,51
An	1,81	2,10	2,10	6,12	7,23
C	3,67	2,95	3,42	2,45	3,06
Pyr.	3,52	3,10	1,76	5,59	6,51
Min.	1,08	0,80	1,08	1,46	1,73
Ap.	0,84	0,67	0,67	0,34	0,34

Norme approchée

Q	37,50	36,16	36,00	36,72	30,42
Or	8,60	12,79	13,80	8,90	13,34
Ab	30,92	30,90	30,39	28,82	27,51
An	1,81	2,10	2,10	6,12	7,23
Mu	15,10	12	13,50	9,51	12,70
Bi	4,95	4,37	3,40	8,30	7,85
Min	1,01	0,80	1,01	1,10	1,63
Ap	0,84	0,67	0,67	0,34	0,34

3- RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES IONIQUES.

Type de roche	Aplites		Granite hétérogranulaire	Granite à grain moyen	Granite porphyroïde
N° d'ordre	1	2	3	6	7
N° d'analyse	1700	1710	1701	2685	1713
Si	69,00	69,70	69,50	68,40	65
Al	16,05	16,30	16,30	15,60	17,60
Fe ⁺⁺⁺	0,45	0,40	0,40	0,35	0,60
Fe ⁺⁺	0,85	0,50	0,40	0,95	1,20
Mg	1,25	1,40	0,80	2,50	2,40
Ca	0,85	0,80	0,75	1,40	1,60
Na	6,65	6,70	6,50	6,20	5,90
K	4,55	5,00	5,10	4,20	5,50
Ti	0,05	-	0,05	0,30	0,10
P	0,30	0,20	0,20	0,10	0,10
Mn	-	-	-	-	-
O/100 cat.	171	170	171	169	168
OH/100 cat.	3	4,5	3,5	6	3

Ces résultats confirment la similitude des aplites et du granite hétérogranulaire, qui apparaissait dans les analyses modales. Ce sont des roches typiquement hololeucocrates et alcalines. Le granite à grain moyen, s'écarte nettement de cet ensemble par sa teneur en chaux qui le classe dans la famille calco-alcaline.

Les normes des aplites, du granite hétérogranulaire et du granite à grain moyen, se groupent sur un diagramme Q - Ab - Or, près du minimum thermique pour 500 kg/cm² de pression d'eau, tout comme les granites circonscrits d'Echassières ou de la Pierre-qui-Vire.

La teneur en quartz plus faible du granite porphyroïde se traduit dans sa composition chimique par une proportion de silice plus basse et une forte quantité d'alumine. L'équilibre entre les proportions de cations K⁺ et Na⁺ est également à souligner.

IV- TENEURS EN OLIGOELEMENTS

Numero	1	2	3	6	7
N° d'analyse chimique	1700	1710	1701	2685	1713
N° Analyse spectrographique	308	313	310	908	323
Pb	8	9	11	10,5	38
Sn	70	32	58	29	21
Ag	0	0	0	1	0
Cu	33	17	22	22	15
Ni	16	traces	18	21	38
Cr	31	26	30	57	29
Mo	0	0	0	0	0

La teneur en étain des leucogranites est très élevée. Elle atteint les valeurs trouvées pour le granite d'Echassières. Le granite porphyroïde en tient lui aussi une quantité importante. Pour lui, P. Bécarie (1958) donnait les valeurs de 49 et 33 p.p.m., et pour ses enclaves 26 et 19,5 p.p.m. d'étain.

Les teneurs en plomb et nickel sont plus fortes dans le granite porphyroïde que dans les leucogranites. Pour le granite porphyroïde, P. Bécarie donne les valeurs de 95 et 72 p.p.m. de plomb et pour ses enclaves 95 et 97 p.p.m.

V- CONCLUSION

Leur gisement, la présence de faciès aplitiques quelquefois porphyriques en bordure du massif, leurs compositions minéralogiques et chimiques, leur teneur élevée en étain sont autant d'éléments qui permettent de rapprocher les leucogranites d'Entraygues, des granites décrits dans la première partie de cette étude.

B- LES LEUCOGRANITES DE LA CARRIERE DE GRAZIERES-MAGES ET LEURS ENCLAVES

I. GISEMENT ET FACIES.

Il affleure le long de la RN 587 et de la rivière du Limagnole jusqu'à son confluent avec la Truyère, à 2 km à l'Ouest de St-Alban-sur-Limagnole. Le type en est pris à la carrière ouverte dans le talus Nord de la route, à 500 m au Sud-Ouest du village de Grazières-Mages (St-Chély 50 000° Lambert $x = 681,1$ - $y = 274,8$).

C'est un granite clair, à grain moyen de 0,5 mm. Il contient des zones à contours flous d'*aplites porphyriques* à prismes de pinite tout à fait analogues aux *aplites porphyriques* de la Croix-Lambin (fig. 2, pl. VII). On y reconnaît aussi un *faciès hétérogranulaire* semblable à celui du massif de la Pierre-qui-Vire ou encore au granite hétérogranulaire du sondage de Courbières dans le massif d'Entraigues. Quelques cristaux de microperthite atteignant 2 cm sont répartis dans sa masse.

Le long de très fines diaclases le granite est fortement rubéfié. La rubéfaction n'affecte qu'une bande de quelques cm, quelques dm au maximum, de part et d'autre de la fissure.

Ses contacts avec le granite porphyroïde de la Margeride, ne sont pas visibles. Ils sont masqués à l'Est par une coupure de quelques mètres dans l'affleurement. A l'Ouest c'est un accident méridien important, suivi par la Truyère, qui le met en contact avec un ensemble d'*aplites* affleurant le long de la Rimeize, presque jusqu'au croisement de la RN 587 et de la RN 107. Cet ensemble *aplitique* comporte d'ailleurs, au niveau du confluent de la Truyère et de la Rimeize, des *aplites porphyriques* à pinite, identiques à celles de la carrière de Grazières-Mages. Il est possible qu'il y ait là un seul et même corps granitique clivé par la faille. Dans ce cas, le granite de Grazières-Mages serait, comme les *aplites*, intrusif dans le granite porphyroïde de la Margeride. Cela est très vraisemblable, mais on ne peut en avoir la certitude. Aussi, avec son gisement mal déterminé et ses faciès déjà rencontrés dans d'autres massifs, ce granite ne présenterait-il aucun intérêt particulier s'il ne renfermait quelques enclaves surmicacées dont certaines contiennent une proportion non négligeable de spinelle vert et de corindon.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LEUCOGRANITES.

1 - STRUCTURE ET CONSTITUANTS MINERAUX.

La taille des minéraux constituants est comprise dans une fourchette assez étroite entre 0,5 et 5 mm, et l'opposition est ici moins nette entre la « pâte » *aplitique* et les grands cristaux des *aplites porphyriques*, qu'elle ne l'était dans les *aplites porphyriques* de la Croix-Lambin ou de la Pierre-qui-Vire. On retrouve cependant des microperthites poecilites à inclusions de quartz et d'albite qui caractérisent ces faciès, avec parfois un noyau automorphe sans inclusion. La micropegmatite est présente en îlots autour des quartz globuleux. Dans le faciès hétérogranulaire la phase fine régresse, et disparaît à peu près totalement dans le granite à grain moyen où elle constitue simplement de petites inclusions dans les feldspaths potassiques. Dans tous les cas la structure est parfaitement équante.

Le quartz. Dans les *aplites porphyriques* il est globuleux et parfois dihexaédrique, dans une couronne de micropegmatite. Généralement monocristallin, il est quelquefois composite. Dans le granite hétérogranulaire et le granite à grain moyen il est également globuleux, mais le caractère composite devient la règle. L'ATD du quartz extrait du granite à grain moyen fournit une courbe comparable à celle des quartz des faciès intermédiaires de la Pierre-qui-Vire.

Les feldspaths potassiques sont des microperthites à films d'albite, très poecilites dans les *aplites porphyriques* et pratiquement sans inclusion dans les autres faciès - L'angle d'axe est

de l'ordre de $-2V = 55^\circ$ pour les microperthites des aplites porphyriques. Il varie de $-2V = 60^\circ$ à $-2V = 65^\circ$ pour les granites hétérogranulaires et à grain moyen.

Le dosage des alcalins (J. Orliac, 1965 - Analyse 3152) indique, pour le feldspath potassique du granite à grain moyen, un pourcentage d'orthose de 83,2. Son indice est de 21 (J.Mergoil) - Il s'agit donc d'un microcline intermédiaire.

Les plagioclases du granite ont un coeur d'oligoclase - An 20-25 assez fortement séricitisé et une bordure d'albite pure souvent myrmékitique. La variation est très progressive. Dans les aplites porphyriques, ils sont franchement zonés avec une composition passant de An 10 au coeur des cristaux, à An 0 sur les bords.

La biotite est fortement chloritisée.

La muscovite, xénomorphe, constitue un réseau dans les microperthites aussi bien du granite que des aplites porphyriques.

La composition de la muscovite du granite est la suivante (analyse 2236 - J.Orliac, 1963) :

Composition chimique		Formule sur la base de 24 (O, OH)	
SiO ₂	44,20	Z	Si 6,008
Al ₂ O ₃	32,70		Al 1,992
Fe ₂ O ₃	1,60		Al 3,232
FeO	1,10		Fe+++ 0,163
MgO	2,70	Y	Fe 0,122
CaO	0,00		Mg 0,546
Na ₂ O	0,50		Ti 0,033
K ₂ O	11,60		Mn 0,008
TiO ₂	0,30	X	Na 0,130
P ₂ O ₅	0,00		K 2,008
MnO	0,10		OH 4,18
H ₂ O ⁺	4,70		% Paragonite = 6,10
H ₂ O ⁻	0,00		
Total	99,50		

La cordiérite entièrement phyllitisée, se présente en prismes dans les aplites porphyriques et en amas polycristallins dans le granite. On retrouve ici les habitus observés dans les massifs d'Echassières et de la Pierre-qui-Vire.

Les minéraux accessoires. L'apatite et le zircon, les minéraux opaques sont en très faible proportion.

2 - COMPOSITIONS MINÉRALES

Avec celles du granite et des aplites porphyriques je donne ici la composition du granite porphyroïde prélevé à proximité de la carrière de Grazières - Mages au croisement de la RN 587 et du chemin de Chabannes - Plane . Les phénoblastes sont constitués

par des microperthites d'angle d'axe $-2V = 64^\circ$. Les plagioclases sont zonés avec un coeur d'andésine An 35 et une bordure d'oligoclase An 10.

		1 Granite à grain moyen	2 Aplite porphyrique	3 Granite porphyroïde
Quartz		38,5	37,5	38
Plagioclases		23	20	24,5
Feld. potassique		27	32,7	26
Biotite		5	1	10
Muscovite		6	8,0	1
Apatite		0,3	0,2	0,3
Min. opaques		0,1	0,1	0,2
Cordiérite		0,1	0,1	
Divers		-	tourmaline 0,4	
Indices de Jung et Brousse	SAT	44	41,5	43
	COL	5,5	1,8	10,5
	FEL	100 - 54	100	51,5

Leur très faible teneur en biotite ainsi que la plus grande proportion de perthite distinguent les aplites porphyriques du granite à grain moyen. Quant au granite porphyroïde, il s'écarte très nettement des précédents par sa richesse en biotite, sa très faible teneur en muscovite, et par le caractère plus basique de ses plagioclases.

III - COMPOSITION CHIMIQUE.

Pourcentages d'oxydes.

N° d'ordre	1	2	3	4
N° d'analyse	2047	3042	2070	125
SiO ₂	71,40	74,00	71,00	63,82
Al ₂ O ₃	15,55	15,10	15,90	17,86
Fe ₂ O ₃	0,35	0,40	0,80	0,00
FeO	1,35	0,40	1,50	2,46
MgO	1,50	0,80	1,95	2,12
CaO	1,15	0,65	1,50	2,93
Na ₂ O	3,35	3,40	2,75	3,22
K ₂ O	3,60	4,10	3,30	4,73
TiO ₂	0,30	0,15	0,25	0,74
P ₂ O ₅	0,20	0,40	0,20	0,67
MnO	0,05	tr	0,05	0,07
H ₂ O ⁺	0,70	1,00	0,85	0,48
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,20	0,21
Total	99,70	100,60	100,25	99,31
PARAMETRES C.I.P.W.	P q r s	1' 3(4) 2 3'	1 3' 1 3	1' 3' 2 3-3'
PARAMETRES de NIGGLI	si al fm c alk	365 47 18,1 6,4 28,5	424 51 11 4 34	345 45,5 23 7,9 23,6
				1(II) 4' 2' 3
				255 42 21 12,5 24,5

- 1 - Granite à grain moyen - Carrière de Grazières-Mages
Analyse n° 2047, 1962 - S. Pignide-Couturié.
- 2 - Aplite porphyrique - ibid.
Analyse n° 3042, 1964 - F. Cantagrel.
- 3 - Granite porphyroïde - Croisement de la route RN 587 et du chemin de Chabanes-Plane.
Analyse n° 2070, 1963 - S. Pignide-Couturié.
- 4 - Granite porphyroïde de la Margeride RN 9 entre St-Chély d'Apcher et Aumont-Aubrac.
Analyse n° 125 - Collection P. Lapadu-Hargues.
Analyste C. Rouger.

Pourcentages ioniques.

N° d'ordre	1	2	3	4
N° d'analyse	2047	3042	2070	125
Si	67,6	69,3	67,0	59,9
Al	17,4	16,6	17,7	19,9
Fe ⁺⁺⁺	0,2	0,4	0,6	-
Fe	1,0	0,4	1,2	1,9
Mg	2,1	1,1	2,7	2,9
Ca	1,2	0,7	1,5	2,9
Na	6,1	6,2	5,1	5,8
K	4,1	4,9	3,9	5,6
Ti	0,2	0,1	0,2	0,5
P	0,1	0,4	0,1	0,6
Mn	-	-	-	-
O / 100 cations	169	170	169	164
OH / 100 cations	4,5	6	5	3

Normes

N° d'ordre	1	2	3	4
Norme C.I.P.W.				
Q	33,18	36,54	34,64	17,76
Or	21,13	24,46	19,46	27,80
Ab	28,30	28,82	23,58	27,25
An	5,00	0,83	6,67	10,56
Cor	4,39	4,69	5,30	3,67
Pyr	5,28	3,13	6,52	8,73
Min	1,07	1,00	1,62	1,37
Ap	0,34	1,01	0,34	1,68

Norme approchée

N° d'ordre	1	2	3	4
Q	36,12	37,98	38,88	22,50
Or	4,45	9,43	0,00	9,45
Ab	28,30	28,82	23,58	27,25
An	5,00	0,83	6,67	10,56
Musc	16,70	18,25	23,58	14,30
Sill	-	-	0,54	-
Biot.	8,08	3,42	9,20	13,10
Min.	0,78	0,86	1,40	0,72
Ap	0,34	1,01	0,34	1,68

Leur composition chimique distingue nettement les aplites porphyriques alcalines et hololeucocrates du granite à grain moyen. Sa plus grande richesse en biotite se traduit par une proportion plus élevée de ferromagnésiens et son caractère calco-alcalin le rapproche du granite à grain moyen du massif d'Entraygues.

Quant aux granites porphyroïdes ils sont plus calciques et plus riches en ferromagnésiens que le granite à grain moyen.

La forte proportion de corindon dans la norme C.I.P.W. du granite porphyroïde n° 3, et l'apparition de sillimanite dans sa norme approchée, sont à rapprocher de ses faibles teneurs en alcalins et plus particulièrement en potasse. La sillimanite n'apparaît pas dans sa composition modale.

IV- TENEURS EN OLIGOELEMENTS.

Les numéros correspondent à ceux des analyses chimiques.

Les teneurs sont données en ppm.

	1	Muscovite 1	2	3
N° d'anal. spectro.	562	669	905	561
N° d'anal. chimique	2047	2236	3042	2070
Pb	16	5	7,5	13
Sn	29	327	48	16
Ag	3	2	tr.	3
Cu	23	24	9	17
Ni	18	14	20	22
Cr	71	42	27	91
Mo	0	0	0	0

On notera la teneur en étain élevée du granite à muscovite et des aplites porphyriques, et la concentration de cet élément dans la muscovite.

V- LES ENCLAVES SURMICACEES

Sphériques ou ovoïdes avec un diamètre qui ne dépasse pas 2 cm, elles sont très rares mais se distinguent par leur teinte sombre sur le fond très clair du granite. Elles appartiennent à deux types. Au premier correspondent des enclaves quartzo-feldspathiques riches en biotite, au second une seule enclave, à biotite, muscovite, corindon et spinelle.

1- LES ENCLAVES SURMICACEES A BIOTITE.

A l'oeil nu elles semblent formées exclusivement par de la biotite. Au microscope, cependant, elles se révèlent riches en quartz et en plagioclase. Leur grain est de 0,5 mm en moyenne. Elles ne présentent aucun litage, ni aucune orientation préférentielle.

Le quartz est en général interstitiel. Il constitue également des globules de 2 mm qui, sur les bords, englobent de fines paillettes de biotite. Les plagioclases, xénomorphes sont assez basiques (An 40 - An 30) et fortement séricitisés.

La biotite, en paillettes courtes est disposée dans toutes les directions. L'apatite enfin, se présente soit en prismes trapus, soit en fines aiguilles incluses dans les quartz globuleux et les biotites.

La composition minérale moyenne de ces enclaves est la suivante :

Quartz	=	26
Plagioclases	=	35
Biotite	=	35
Opaques	=	1
Apatite	=	3

Cette composition qui est celle d'une diorite quartzique les rapproche des enclaves microgrenues sombres décrites par J. Didier (1963). Elles ne présentent cependant jamais la structure doléritique qui caractérise ce type d'enclaves. Elles ne sont pas, non plus, litées ni orientées comme les enclaves gneissiques et leur origine reste fort obscure.

2- L'ENCLAVE SURMICACEE A CORINDON ET SPINELLE.

L'origine de ce deuxième type d'enclave, représenté par un seul individu, ne fait, elle, aucun doute. Sa composition minérale permet de la considérer comme le produit d'un métamorphisme intense sur une roche hyperalumineuse.

Cette enclave, de 1 cm de diamètre seulement, est grisâtre, à grain très fin. Au microscope apparaît un feutrage de biotite et de muscovite, sur lequel se détachent les cristaux corrodés de corindon et de spinelle - concentrés au coeur de l'enclave.

Le corindon (fig. 4 et 5, pl. VIII) est en grains de petite taille comprise entre 0,1 et 0,5 mm. Il présente une teinte rose délavé - Il est fortement corrodé et certains groupements de même orientation optique suggèrent que les grains représentent des résidus de cristaux beaucoup plus grands substitués par de la muscovite. Le spinelle (fig. 4 et 5, pl. VIII) est franchement vert. La petite taille de l'enclave a rendu impossible sa séparation et une détermination précise de l'espèce. Les grains répartis de manière uniforme au coeur de l'enclave et sans relation visible avec le corindon sont entourés et paraissent corrodés par la muscovite.

L'andalousite apparaît en reliques très rares au centre d'agrégats micacés. Une mince frange bordant un grain de corindon paraît pouvoir également être rapportée à ce minéral.

La cordiérite a vraisemblablement été représentée. Elle est totalement remplacée par les associations de micas en échelle.

Les micas, muscovite, biotite à laquelle est associée un peu de chlorite, sont enchevêtrés en lames courtes.

Le quartz existe à la périphérie de l'enclave, il est xénomorphe entre les micas.

L'andésine An 40, localisée également à la périphérie, est fortement séricitisée.

A titre indicatif, je donne ici la composition minérale de cette enclave. Elle s'écarte certainement de la composition réelle, étant donné la faible surface de la section et les arrachements de grains de corindon et de spinelle, très durs, et mal sertis par la trame micacée.

Quartz	=	3,5
Plagioclase	=	1
Biotite	=	54,5
Chlorite	=	1
Muscovite	=	32
Andalousite	=	2
Corindon	=	3
Spinelle	=	2
Opaques	=	1

Des paragenèses comparables ont été décrites par C.E. Tilley (1924) dans la région de Comrie et beaucoup plus récemment par J. Didier (1962-1963) dans des enclaves de schistes cristallins et des enclaves surmicacées, contenues dans certains massifs granitiques circonscrits du Massif Central, en particulier dans le microgranite de Pouzol-Servant. Elles sont caractéristiques du faciès cornéenne à pyroxène pour les roches hyperalumineuses.

On y relève l'association étonnante quartz-corindon. En fait, comme J. Didier l'a remarqué, les deux minéraux ne sont jamais associés. Le quartz est localisé à la périphérie de l'enclave alors que le corindon en occupe le centre avec le spinelle. Il est tout à fait vraisemblable que l'histoire de ce genre d'enclave est complexe. Du remplacement de l'andalousite par le spinelle et la séricite qu'il a observé, J. Didier conclut à la vraisemblance des réactions suivantes :

Andalousite + Biotite $\longrightarrow$ Muscovite + Spinelle + Quartz

Andalousite + Cordiérite + Biotite $\longrightarrow$ Muscovite + Spinelle + Quartz.

Le spinelle, ici, ne semble pas appartenir à la seconde génération de minéraux. Plus exactement il est nettement antérieur à certaines muscovites - Quant à l'andalousite, elle paraît constituer un stade intermédiaire entre le corindon et la muscovite. En fait, la seule certitude est ici que la muscovite est secondaire, mais il est difficile de se faire une idée de l'ordre d'apparition des autres minéraux.

Cette association minérale, marquant un haut degré de métamorphisme, a été obtenue dans leurs expériences portant sur l'anatexie par H.G.F. Winkler (1958) et, J. Wyart et G. Sabatier (1959) encore que ces derniers aient remarqué le caractère fugace de l'apparition de corindon dans les résidus de fusion. On peut être tenté de trouver dans cette association minérale la marque de l'origine anatectique du magma granitique - En fait elle peut aussi bien apparaître dans une enclave alumineuse totalement étrangère, à qui le magma aurait fait subir un métamorphisme très poussé. Mais, même dans ce cas, cela suppose que le magma était dans des conditions compatibles avec une origine anatectique.

VI - CONCLUSION

Le granite de Grazières-Mages, avec ses enclaves d'aprites porphyriques, doit être placé sur le même plan que les granites alcalins étudiés dans la première partie de ce travail. Ils sont riches en quartz, possèdent une teneur élevée en étain. Cependant si les aprites porphyriques sont alcalines, le granite est à tendance calco-alcaline, comme l'était le granite à grain moyen d'Entraygues. La coexistence de la muscovite et de plagioclases relativement calciques est un fait intéressant sur lequel je reviendrai en conclusion de ce chapitre. Enfin, le granite de Grazières-Mages renferme des enclaves surmicacées, dont l'une contient l'association andalousite-corindon-spinelle témoin d'un métamorphisme de très haut degré.

C. LES APLITES DE SAINT-CHÉLY

I. GISEMENT ET FACIES.

La majeure partie des leucogranites du massif de la Margeride se rapporte à ce type bien représenté à Tatula dans les carrières ouvertes à la sortie Ouest de St-Chély-d'Apcher sur la RN 589. Il s'agit d'aprites à grain de 1mm en moyenne, très claires, à muscovite et biotite, ou à muscovite et tourmaline, la tourmaline et la biotite ne coexistant que rarement.

Elles constituent des filons soit subhorizontaux ou à faible pendage dont la puissance est de l'ordre du mètre ou de la dizaine de mètres, soit subverticaux. Comme dans le cas des aprites sécantes d'Entraygues, les filons subverticaux sont souvent recoupés par les plaites, mais ce n'est pas général, et quelquefois les deux systèmes paraissent anastomosés. Cela est visible dans un petit monticule situé à 100m à l'Est de la RN 9, à 3km au Sud de Saint-Chély-d'Apcher. (St-Chély-d'Apcher 1/ 50 000 Lambert $x = 675,1$ / $y = 274,8$).

Les directions et les pendages des filons-couche dessinent une coupole grossière dans les régions de St-Chély et de St-Sauveur-de-Peyre.

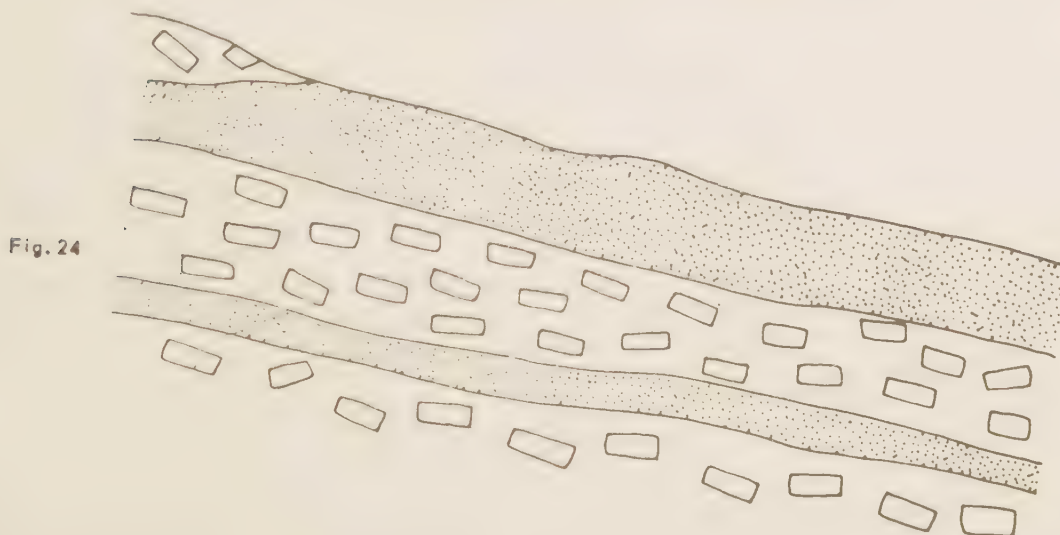
Dans la plupart des cas les relations de ces aprites et du granite porphyroïde de la Margeride ne prêtent pas à confusion. Leur contact est net, et parfois les phénoblastes sont



coupés par le filon. A Villechailles près du Malzieu, j'ai pu observer une enclave anguleuse de granite dans les aprites (fig.23), dont les formes coïncident avec une encoche dans le mur du filon. Il est évident que les aprites sont postérieures au granite porphyroïde et il est vraisemblable qu'elles se sont mises en place, comme l'a écrit P. Lapadu-Hargues, à la faveur d'accidents à l'intérieur du massif.

Au contact des aprites il arrive que le granite subisse des modifications : les biotites sont décolorées et les feldspaths rubéfiés. Il arrive aussi que des variations importantes dans la structure du granite apparaissent. La plus commune est l'orientation des phénoblastes du granite, parallèlement au contact. Cela se voit fort bien près de la Gardille, sur la route D4 du Malzieu à St-Alban (fig.24). (Feuille Saugues 1/ 50 000 Lambert $x = 681,8$ $y = 281,4$).

Cette observation est à rapprocher de celle qu'a faite F. Colin (1962), sur l'orientation



des porphyroblastes. Il constate qu'ils sont souvent orientés parallèlement à des plans de laminage et donne la figure ci-dessous, (fig. 25).



On peut considérer que l'orientation des phénoblastes et le laminage ont la même cause, et sont à peu près contemporains. Ce raisonnement appliqué aux filons d'aprites parallèles aux alignements de phénoblastes, conduit à supposer que la mise en place de ces filons s'est faite sensiblement au même moment que le développement des feldspaths.

En réalité, il n'est pas rare de trouver dans des zones de granite où les porphyroblastes sont orientés, des laminages et des filons d'aprites obliques sur cette orientation. Il est vraisemblable que les plans de laminage, comme les fractures ouvertes où se sont mises en place les aprites ont pu être localement guidés par une anisotropie du granite porphyroïde.

Près de St-Just (Feuille Chaudes-Aigues 1/50 000 Lambert $x=667,9$ - $y=287,4$), une carrière ouverte dans un filon subhorizontal d'aprites et de pegmatites d'une puissance de 4m, montre des variations de faciès encore plus nettes dans le granite de la Margeride au contact du filon.

Le contact est toujours extrêmement tranché, mais il se fait avec un type de granite inhabituel, riche en quartz, pratiquement dépourvu de grands feldspaths et contenant de la

pinite, qui évolue progressivement vers le type porphyroïde classique (fig. 26).



Fig. 26

- 1 = Granite à biotite porphyroïde.
- 2 = Granite à biotite non porphyroïde.
- 3 = Aplites.
- 4 = Pegmatites

2m

La composition minérale est sensiblement identique pour les deux faciès : quartz - andésine - perthite - biotite et cordiérite. Seules changent la répartition et la taille des perthites, ainsi que les teneurs en quartz et en cordiérite. Il est possible que la mise en place des aplites soit responsable de ces différences dans l'aspect du granite, mais comme dans le cas précédent, il me paraît beaucoup plus simple de considérer que ces différences étaient antérieures à cette mise en place et qu'elles l'ont guidée.

Les filons aplitiques sont généralement zonés. La zone de contact immédiat avec le granite est très claire et de grain très fin. Cette zone peu épaisse, de 1 à 10 cm, est parfois doublée à l'extérieur d'une zone plus sombre, enrichie en biotite et en tourmaline. Le cœur des filons est constitué par une aplitite à grande muscovite xénomorphe et biotite, ou à muscovite plus petite et tourmaline. L'amas aplitique exploité à Tatula, près de St-Chély, comporte des zones très diffuses, où on distingue des nuages plus riches en biotite d'allure tourbillonnaire.

Les grands filons pegmatitiques, exploités pour le feldspath, dans la région de St-Chély, sont en général séparés du granite par une zone aplitique et se répartissent parallèlement aux filons aplitiques voisins. Ils appartiennent manifestement au même système que les aplites. Lorsque leur épaisseur atteint et dépasse le mètre, ils sont le plus souvent zonés. Dans les filons-couche (fig. 26), la zone aplitique du toit passe progressivement à une pegmatite graphique, qui vers le bas s'appauvrit en quartz jusqu'à donner la couche de feldspath exploitable. Au-dessous apparaît un niveau très quartzueux avec des baguettes allongées de schörl qui atteignent 20 à 30 cm. Au mur du filon on retrouve une zone aplitique analogue à celle du toit. La muscovite est surtout abondante dans les épontes aplitiques.

Ces pegmatites correspondent exactement au type 3 de A.E. Fersman (1931) qui groupe les pegmatites boro-fluorées à schörl et muscovite, et plus précisément au sous-type à schörl.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

I. STRUCTURE ET CONSTITUANTS MINERAUX.

D'un filon à l'autre, et à l'intérieur d'un même filon, la structure des aplites varie considérablement. Les échantillons prélevés aux épontes sont souvent micropegmatitiques, ou à perthites poecilitiques à inclusions de quartz globuleux et d'albites automorphes. Au coeur des filons la structure est engrenée, à quartz interstitiel et microcline xénomorphe. Seules les albites présentent leurs formes propres.

Les aplites sont souvent orientées parallèlement aux épontes des filons. A cette texture correspond une structure à quartz allongés et persillés, engrenés les uns dans les autres. Les plagioclases sont quelquefois tordus. Les feldspaths potassiques ne paraissent pas affectés par cette cataclase et la muscovite rarement.

Le quartz est soit en globules de 0,2 à 0,5 mm, inclus dans les feldspaths potassiques, soit xénomorphe comme on vient de le voir.

Feldspaths potassiques. Les caractéristiques du microcline des aplites de la carrière de Tatula, sur la route RN 589 (feuille de St-Chély-d'Apcher au 50 000° Lambert $x = 673,7$ $y = 278$) sont les suivantes :

Angle d'axe - 2V = 76 à 80°

Indice de triclinisme = 71 (Mme J. Mergoil).

Pourcentage d'orthose = 88,6 (Analyse 3151 - J. Orliac, 1965).

Ce microcline coexiste avec une faible quantité de microperthite dont l'angle d'axe est voisin de 60°. Dans une même section, la microperthite est, en général, rubéfiée alors que le microcline demeure frais.

Les plagioclases. Leur composition varie de An 15 au coeur des cristaux à An 0 sur les bords qui sont souvent mymékinitiques.

La biotite est souvent verdie, quelquefois chloritisée.

La muscovite, en petites paillettes dans les filons de faible puissance, se présente en larges taches poecilitiques dans les filons épais. Elle est moins abondante dans les aplites riches en tourmaline. Son angle d'axe est compris entre les valeurs 32 et 40°. La composition de la muscovite extraite de l'aplite de Tatula (même échantillon que le microcline), s'établit ainsi (analyse 2225 - S. Pignide, 1963).

Composition chimique		Formule sur la base de 24 (O,OH)	
SiO ₂	46,20	Z Si	6,130
Al ₂ O ₃	33,60	Al	1,870
Fe ₂ O ₃	1,95	Y	Al 3,368
FeO	0,70		Fe ⁺⁺⁺ 0,119
MgO	1,60		Fe ⁺⁺ 0,080 = 3,901
CaO	0,30		Ti 0,016
Na ₂ O	1,30	X	Mg 0,318
K ₂ O	9,00		Na 0,335
TiO ₂	0,15		K 1,529
P ₂ O ₅	0,50		(OH) = 4,331
H ₂ O ⁺	4,90	% paragonite = 17,9	
H ₂ O ⁻	0,60		
Total	= 100,80		

On notera la richesse en soude de cette muscovite ainsi que la présence d'un excès de P_2O_5 sur CaO , qui indique peut-être la présence en inclusions d'un phosphate autre que l'apatite.

La *tourmaline* est zonée de la même manière que celle des aplites de la Pierre-qui-Vire, avec un coeur bleuté et un cortex brun. Elle se présente, soit en baguettes réparties de manière uniforme dans la masse de l'aplite, soit en nodules disséminés de quelques centimètres de diamètre, où elle est associée à des quartz globuleux, des feldspaths potassiques rubéfiés, et du microcline frais - les plagioclases manquent. Dans ces nodules elle est xénomorphe, interstitielle entre les grains de quartz, et en réseau à l'intérieur des feldspaths rubéfiés.

La *cordiérite* est totalement phyllitisée. Dans chaque échantillon, quelques petits amas de 1mm de diamètre peuvent lui être rapportés.

L'*andalousite* est indiscutable dans un seul échantillon d'aplite. Il s'agit d'une plage résiduelle, entourée d'un amas de séricite. Dans des collections privées, à St-Chély-d'Apcher, j'ai pu voir de très beaux amas d'andalousite rose, provenant des anciennes exploitations de feldspath dans les pegmatites. Je n'en ai pas trouvé en place.

L'*apatite* se présente, comme d'ordinaire, en globules et en fines aiguilles. Le *zircon* est très rare, et de très petite taille (0,05mm). Les *minéraux opaques*, enfin, sont exceptionnels.

2 - COMPOSITIONS MINÉRALES.

N° d'ordre		1	2	3	4	5	6
Quartz		33,5	38	39	38	32,1	30,8
Albite		21	27	27,1	26	37	21,6
F. potassiques		39,5	23,4	25,3	27,3	26	38,6
Biotite		-	2	1	1,5	-	-
Muscovite		4,7	9,4	7,5	7	1,6	2
Tourmaline		1,2	-	-	-	3	6,6
Apatite		0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3
Minéraux opaques		-	-	-	-	0,1	0,1
Divers		Andal.	Cordier.	-	Cordier.	-	-
Indices de Jung et Brousse	SAT	35,5	43	42,6	41,6	33,8	34
	COL	1,3	2,2	1,1	1,7	3,3	7
	FEL	100	100	100	100	100	100

Localisation :

1- Aplite à structure micropegmatitique : Carrefour des RN 107 et RN 587 près de Rimeize (Lozère).

Feuille de St-Chély-d'Apcher - 50 000° Lambert x = 678,2 - y = 274,6.

2- Aplite. Carrière de Tatula - Route RN 589, sortie Ouest de St-Chély-d'Apcher.

Feuille de St-Chély-d'Apcher - 50 000° Lambert x = 673,7 - y = 278.

3- Aplite à grande muscovite poecilitique : Carrière de Tatula.

4- Aplite à texture nébulitique : Carrière de Tatula.

5- Aplite à tourmaline : Rimeize - même localisation que 1 - coeur du filon.

6- Aplite à tourmaline : RN 589 Fournols - Feuille Nasbinals 50 000° Lambert x = 664, y = 280,2.

Toutes ces aplites se rangent parmi les granites alcalins hololeucocrates. On note que dans les roches à tourmaline, la biotite manque et la muscovite est en quantité plus faible.

III - COMPOSITIONS CHIMIQUES

1 - RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES D'OXYDES - PARAMETRES C.I.P.W. ET NIGGLI .

Les numéros d'ordre correspondent aux échantillons dont l'origine et la composition minérale viennent d'être données.

N° d'ordre		1	2	3	4
N° d'analyse		1708	1711	1712	1709
SiO ₂		73,40	73,10	73,80	72,50
Al ₂ O ₃		14,50	15,20	15,25	16,35
Fe ₂ O ₃		0,60	0,45	0,80	0,30
FeO		0,35	0,65	0,80	0,45
MgO		1,25	1,20	1,05	0,70
CaO		0,60	1,00	0,75	0,85
Na ₂ O		3,25	3,45	4,05	3,35
K ₂ O		5,80	4,30	3,20	4,75
TiO ₂		tr	tr	tr	tr
P ₂ O ₅		0,15	0,20	0,25	0,15
MnO		tr	tr	tr	0,05
H ₂ O ⁺		0,70	0,40	0,65	0,50
H ₂ O ⁻		0,10	0,00	0,00	0,00
Somme		100,70	99,95	100,60	99,95
PARAMETRES C.I.P.W.	p	1	1	1	1
	q	'4	(3) 4	3(4)	3(4)
	r	1'	(1) 2	1'	1(2)
	s	3	3	'4	3
PARAMETRES de NIGGLI	si	394	388	397	405
	al	45,50	47,50	48,25	52,50
	fm	14,20	14,50	15,25	8,50
	c	3,60	5,80	4,35	5,00
	alk	36,70	32,20	32,15	34,00
	k	.54	.45	.34	.35
	Mg	.70	.67	.55	.59

2 - NORMES C.I.P.W. et NORMES APPROCHEES.

N° d'ordre	1	2	3	4
N° d'analyse	1708	1711	1712	1709

Nome C.I.P.W.

Quartz	29,28	32,58	34,98	32,20
Or	34,47	25,58	18,90	28
Ab	27,51	29,08	34,32	28,30
An	2,22	4,17	2,50	3,40
Cor	1,99	3,31	4,18	4,50
Pyr	3,23	3,79	3,39	2,67
Min	0,93	0,70	1,16	0,42
Ap	0,34	0,34	0,50	0,34

Nome approchée

Quartz	31,02	34,62	36,72	33,42
Or	26,13	13,34	4,77	13,90
Ab	27,51	29,08	34,32	28,30
An	2,22	4,17	2,50	3,40
Mu	7,96	12,70	15,92	17,50
Bi	4,16	5,18	4,99	3,00
Min	0,93	0,70	1,16	0,46
Ap	0,34	0,34	0,50	0,34

3 - RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES IONIQUES .

N° d'ordre	1	2	3	4
N° d'analyse	1708	1711	1712	1709
Si	68,40	68,30	68,70	68,00
Al	15,80	16,80	16,60	18,00
Fe ⁺⁺⁺	0,40	0,30	0,60	0,20
Fe ⁺⁺	0,30	0,50	0,60	0,30
Mg	1,60	1,70	1,50	0,95
Ca	0,60	1,00	0,70	0,80
Na	5,90	6,20	7,30	6,00
K	6,90	5,10	3,80	5,65
Ti	-	-	-	-
P	0,10	0,10	0,20	0,10
Mn	-	-	-	-
O	168	170	170	170
OH	4,3	2,5	4	3,1

Les compositions de ces roches les classent parmi les granites hololeucocrates et alcalins, sauf l'aplite n° 2. calco-alcaline.

Les variations dans les teneurs en alcalins sont très importantes. La richesse en feldspath potassique de la micropegmatite de Rimeize est très bien traduite dans sa norme. Quant à la teneur en potasse anormalement faible de l'aplite à grande muscovite n° 3, elle est peut être due à l'altération des feldspaths potassiques, qui est sans doute responsable en partie des faibles teneurs en orthose virtuelle, et de la surévaluation manifeste de la muscovite dans la norme approchée.

IV - TENEURS EN OLIGOELEMENTS METALLIQUES.

	1	2	3	4	5
N° d'anal. spectro	311	314	322	312	666
N° d'anal. chimique	1708	1711	1712	1709	2225
Pb	16	11	10	11	3
Sn	7	21	31	28	51
Ag	0	0	0	0	2
Cu	12	14	21	13	30
Ni	14	traces	21	traces	12
Cr	26	28	22	22	24
Mo	0	0	0	0	0

Les numéros d'ordre renvoient aux localisations et aux analyses modales et chimiques données plus haut. L'échantillon 5 représente la muscovite extraite de l'aplite n° 3

Les teneurs en étain distinguent très nettement la micropegmatite de Rimeize des aplites de Tatula. La muscovite est beaucoup moins stannifère que la teneur de la roche totale ne le laisse prévoir. C'est le premier exemple d'une muscovite peu enrichie en étain par rapport à la roche totale.

V - CONCLUSION

Minéralogiquement et chimiquement, les aplites de la région de St-Chély-d'Apcher ne diffèrent pas des aplites frangeantes ou sécantes du massif d'Entraigues. Leur gisement indique leur appartenance à un système postérieur au granite de la Margeride et leur répartition en vastes coupes conduit à supposer qu'elles se rattachent à des massifs de granite du type Entraigues, intrusifs dans le granite porphyroïde.

D : LES LEUCOGRANITES DE GRANDRIEU

1 - GISEMENT ET FACIES

Le plateau de Grandrieu, entre le Chapeauroux, le ruisseau de Grandrieu, et le rebord oriental de la Montagne de la Margeride, est centré sur un massif de leucogranites qui culmine au Patus à 1346m. Certains aspects de son contexte géologique méritent d'être soulignés.

Dans la région de Grandrieu, entre Chams et Florensac, le granite porphyroïde est en contact avec des micaschistes à biotite, sillimanite, andalousite, muscovite, et parfois cordiérite. Il conserve son aspect caractéristique dû aux « dents-de-cheval » perthitiques, et, on le verra, ses compositions minérales et chimiques. Mais il est par sa texture et ses enclaves, très différent du granite de la Margeride, tel qu'on le voit à Saint-Chély et plus encore à Entraygues. Il ne contient plus d'enclaves de coméennes et d'enclaves microgrenues, mais des panneaux gneissiques ou amphiboliques parfois très grands - celui d'Aldeyres a plus de 500m de long - et orientés N 160° E comme les micaschistes de la bordure. Dans le granite lui-même à proximité des enclaves, la trame micacée et, parfois, les grandes perthites du granite porphyroïde, sont orientées selon cette même direction.

Au Nord d'Aldeyres, le granite porphyroïde enclave un ensemble de roches très sombres actuellement exploitées en carrière. Leur aspect est variable. Elles sont soit très grossièrement grenues, planaires et très riches en biotite, soit plus fines, équantes et plus claires. Elles sont constituées par 15 à 20% de quartz globuleux bleuté, 20 à 30 % de biotite, 30 à 40% d'andésine An 45 - 30, et 20% environ d'amphibole très peu colorée, dont certains cristaux ont les caractères optiques de la pargasite. Elles sont riches en apatite aciculaire ou globuleuse, en sphène, en allanite, et en minéraux opaques. Cette composition, comme leur aspect, les rapproche des vagnérinites enclavées dans le granite du Velay qu'a étudié J. Didier (1963). Elles renferment des enclaves sphériques de composition sensiblement identique, mais à grain fin, équantes, et dont les plagioclases atteignent An 55.

Les vagnérinites sont liées à un ensemble de granodiorites à grain plus fin, qui se développe au Nord de Malarèche.

Au contact du granite porphyroïde, les vagnérinites se chargent de grands cristaux de perthite, qui ont le même aspect microscopique et le même angle d'axe que ceux du granite.

Il existe un autre affleurement de vagnérinites près du pont sur le ruisseau des Chazes à 500m à l'Est de ce village. Elles se placent entre le granite porphyroïde et le leucogranite. Enfin, à 10 km au Sud-Ouest de Grandrieu, dans le village de la Villedieu, j'en ai retrouvé une bande de plusieurs centaines de mètres.

J. Didier et Q.A. Palm s'accordent à considérer les vagnérinites comme d'anciennes roches basiques. Pour J. Didier elles ont subi « une longue suite de transformations liées à leurs conditions de gisement ». Rien ne vient ici à l'encontre de cette façon de voir.

La présence de ces enclaves basiques, des enclaves gneissiques, l'orientation du granite porphyroïde oblige à nuancer quelque peu l'image d'un massif de la Margeride simple et homogène.

Il n'est pas possible dans l'état actuel des choses, de décider s'il s'agit d'un massif composite, ou si les différences constatées dans les enclaves et la texture des granites des deux extrémités du Massif de la Margeride tiennent à une différence de niveau, comme l'a montré A. Autran (1964) pour les granites de Mont-Louis. L'absence de discontinuité sur le terrain entre le granite à enclaves microgrenues de la région de Saint-Chély, et le granite orienté et à enclaves de gneiss et de roches basiques tel qu'il apparaît dans la région de Grandrieu, peut constituer un argument à l'appui de la seconde hypothèse.

Dans ce contexte géologique et malgré l'importance de la couverture végétale, de rares affleurements, les carrières et surtout les grandes exploitations de la Compagnie Française des Minerais d'Uranium, permettent de se faire une idée du gisement des leucogranites.

Au Nord, dans la zone de Chabestras, Aldeyres et Malarèche, les leucogranites affleurent en creux, dans le Grandrieu, au-dessous du granite porphyroïde de la Margeride. Au Sud-Est dans le cours supérieur du ruisseau du Villeret, des levés très détaillés réalisés par les géologues de la C.F.M.U., montrent que le granite porphyroïde est en position topographique inférieure. Au Nord-Est, les puits et les sondages des Pierres-Plantées, ont mis en évidence un contact à pendage Ouest entre le granite porphyroïde et les leucogranites.

Partant de ces observations, l'hypothèse la plus simple est de considérer que les leucogranites constituent un laccolite penté au N-W.

Dans la zone Sud, soit dans l'hypothèse ci-dessus, au mur du laccolite, ils sont à grain moyen, très orientés, et ils contiennent quelques cristaux géants de perthite (fig.3, pl.VII). Aux baraques de la Motte, ils renferment de nombreux nodules à tourmaline de la grosseur d'un poing, qui gardent leur cohésion dans le granite arénisé, et se détachent aisément (fig.4, pl.VII). Au nord, ils sont à grain fin, ils présentent des zones sphériques riches en tourmaline, mais elles sont diffuses. Enfin on n'y observe pas les grands cristaux de perthite. Le contact avec le granite porphyroïde est net, et dans la découverte des Pierres-Plantées, il existe une enclave de granite porphyroïde prise dans les granites à grain fin.

Au Sud, le contact entre le leucogranite orienté et le granite porphyroïde est également très net, au seul point où il est observable, dans le village du Villeret. Mais les perthites géantes posent un problème. Celles du granite porphyroïde constituent la totalité des feldspaths potassiques, soit approximativement 20% du volume de la roche. Leur angle d'axe est $-2V = 65^\circ$, leur indice de triclisme de 36, et leur pourcentage d'orthose de 69,5 (analyse 2045, S. Pignide, 1962). Les perthites géantes du leucogranite représentent moins de 1% du volume de la roche et une part très faible de ses feldspaths potassiques. La plupart d'entre elles sont automorphes, allongées selon c, un peu plus petites que celles du granite. Leur angle d'axe ($-2V \# 75^\circ$) est comparable à celui des perthites de la mésostase et leur indice de triclisme est de 48. Certaines sont arrondies, (fig.3, pl.VII), présentent toutes les propriétés optiques des perthites du granite porphyroïde, la même teneur en orthose (analyse 2046, S. Pignide 1962) et un indice de triclisme ($P = 26$), très proche.

Si l'on écarte le hasard, très possible, étant donné le caractère banal de ces feldspaths, pour expliquer cette coïncidence, il reste encore deux possibilités :

- le leucogranite est postérieur au granite porphyroïde. Il s'est constitué à ses dépens en ménageant seulement quelques feldspaths.

- ou bien le leucogranite a acquis, en même temps que le granite porphyroïde, certains de ses porphyroblastes. Cela ne signifie pas que les deux roches sont contemporaines mais qu'une feldspathisation a affecté simultanément deux trames différentes.

Comme je n'ai pu faire d'observation établissant la continuité des granites à grain fin de la zone Nord qui enclavent le granite porphyroïde, et des granites à grain moyen et à grandes perthites du Sud, il est nécessaire, dans l'état actuel des choses de les distinguer.

A l'Est de la route D60, jusqu'à la vallée du Chapeauroux, les filons d'aplite sont très fréquents. Ils sont en tous points comparables à ceux de la région de Saint-Chély.

Une place à part revient aux syénites (fig.6, pl. VII) des Pierres-Plantées qui constituent une grande partie du minerai exploité par la C.F.M.U. Selon les renseignements aimablement communiqués par MM. Vinel et Lesty, Ingénieurs, elles dessinent une colonne cylindrique et verticale jusqu'au niveau -135. A ce niveau, elles s'infléchissent vers l'Est et deviennent subhorizontales. Ce sont des roches rubéfiées, très poreuses et riches en muscovite.

II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LEUCOGRANITES DE GRANDRIEU

1- LES MINERAUX CONSTITUANTS ET LEURS RELATIONS.

Le quartz. Il est généralement interstitiel et xénomorphe. Mais les perthites et quelquefois les plagioclases en contiennent de petits globules de 0,05mm. Les aplites des Pierres-Plantées sont riches en nids de micropegmatite. Les globules de quartz inclus dans les perthites sont seuls à représenter ce minéral dans les syénites des Pierres-Plantées.

Dans les bancs orientés, soit la totalité des granites à grandes perthites du Sud, et une bonne partie des aplites des Pierres-Plantées, le quartz constitue un réseau de cristaux fuselés autour des feldspaths, selon la disposition déjà décrite au moment de l'étude des aplites de Saint-Chély.

Les feldspaths potassiques. Dans la «pâte» des granites à perthites géantes, les perthites en films coexistent avec une petite proportion de microclines moirés dont l'angle d'axe atteint 85°. Les perthites elles-mêmes ont un angle d'axe grand, voisin de 75°.

Les perthites en film et en fuseau des granites à grain fin et des syénites des Pierres-Plantées ont un angle d'axe plus faible, de l'ordre de 65°, avec un indice de triclinisme de 34. Elles ont subi une substitution par l'albite comparable à celle que j'ai décrite dans les feldspaths potassiques du granite d'Echassières. Cette substitution est postérieure à l'exsolution des perthites.

Dans tous les cas, ces perthites sont poecilites avec des inclusions de quartz, plus rarement d'albite.

Les plagioclases. Le coeur est un oligoclase An 15-20, et la périphérie une albite pure ; la transition est parfaitement ménagée. La myrmékité est fréquente.

La biotite. Elle est généralement chloritisée. On la trouve exceptionnellement interstratifiée avec la muscovite.

La muscovite. Dans les granites à perthites géantes, elle tend à prendre une forme rhombique. Elle se développe également sur les feldspaths potassiques en association symplectique avec le quartz. Les muscovites des granites à grain fin des Pierres-Plantées et celles des syénites minéralisées associées à ce granite ont été analysées.

1 - Muscovite du granite à grain fin des Pierres-Plantées.

Analyse n° 2334 F. Cantagrel, 1964.

2 - Muscovite des syénites des Pierres-Plantées.

Analyse n° 2333 F. Cantagrel, 1965.

Pourcentages d'oxydes

Formule sur la base de 24 (O. OH).

	1	2			1	2
SiO ₂	46,30	46,60	Z	Si	6,190	6,188
Al ₂ O ₃	33,90	33,60		Al	1,810	1,812
Fe ₂ O ₃	1,80	2,30	Y	Al	3,624	3,499
FeO	0,60	0,40		Fe ⁺⁺⁺	0,177	0,223
MgO	2,10	2,10		Fe ⁺⁺	0,065	0,047
				Mg	0,418	0,414
CaO	1,00	1,10		Ti	0,032	0,032
Na ₂ O	0,75	0,70	X	Ca	0,016	0,088
K ₂ O	8,40	8,40		Na	0,193	0,175
TiO ₂	0,30	0,30		K	1,431	1,419
P ₂ O ₅	0,60	0,40		OH	3,650	3,810
H ₂ O ⁺	4,10	4,30	%	Parag.	11,88	11,00
H ₂ O ⁻	0,40	0,50				
Total...	100,25	100,70				

- Les formules ont été calculées après soustraction de l'apatite présente en inclusions dans les micas.

L'identité des compositions chimiques de ces deux muscovites est presque parfaite. Fe^{+++} est cependant plus abondant dans la muscovite de la syénite, caractère qui est peut être lié à la rubéfaction de la roche, et que l'on retrouve dans les compositions globales des granites et des syénites. Le rapport Si/Al est supérieur à 3 ; la quantité de magnésium importante. Ces muscovites ont ainsi des caractères chimiques qui les rapprochent des phengites.

Leur angle d'axe est de l'ordre de 36 à 38°.

La tourmaline. Elle est très rarement présente dans la roche à l'état disséminé. On la trouve dans des nodules de quelques cm de diamètre, particulièrement abondante dans le granite arénisé des baraques de la Motte.

Ces nodules sont très grossièrement zonés. Le coeur est riche en quartz globuleux, cimentés par la tourmaline, association à laquelle s'ajoutent quelques oligoclases automorphes très séricitisés et de rares perthites. Vers l'extérieur la proportion de quartz et de tourmaline diminue progressivement cependant que la perthite devient prépondérante. Les amas xénomorphes de tourmaline se prolongent dans les feldspaths, par un fin réseau monocristallin (fig.6, pl.VIII).

La tourmaline ne montre aucune variation de son pléochroïsme (jaune-incolore), selon sa position dans le nodule. La biotite est inexistante, et la muscovite en très petite quantité.

Ces nodules sont très comparables à ceux que j'ai décrits dans les aplites de la région de Saint-Chély et dans le granite d'Echassières, et leur signification sera discutée à partir de leurs compositions minérales et chimiques.

Les minéraux accessoires. Ils sont, comme d'ordinaire, représentés par l'apatite, avec ses deux habitus, les minéraux opaques, quelques zircons très rares. La cordiérite, l'andalousite, la topaze n'apparaissent pas.

2 - COMPOSITIONS MINÉRALES.

Type de roche	Granite à grain moyen				Encl. aplitiq.	Granite à grain fin		Syén. *	Nodules à tourmaline		Granite porphyroïde	
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Quartz	36	37,5	35	38,5	39,5	38,5	41,5	5	43	34	48	38,4
Plagioclase	27	22	27,8	21,5	27	25,3	25	37	18	15,5	30,5	24,4
F. potassique	30	31,3	30,8	30	23,5	24,5	22	47	25	20,5	3,5	22,8
Biotite + Chlorite	1,5	4,9	3,6	2,8	4	1,4	3,5	-	-	-	15,4	12,3
Muscovite	5	4	2,6	7	6	8,5	7,5	11	2,7	0,3	2	1,6
Tourmaline	-	-	-	-	-	1,1	-	-	11,0	29,6	-	-
Apatite	0,2	0,3	0,2	0,2	-	0,3	0,2	-	0,3	0,1	0,3	0,25
Minéraux opaques	0,3	-	-	-	-	0,4	0,3	-	-	-	0,3	0,25
Divers	-	-	-	-	-	-	-	Carbones	-	-	-	-
Indices de Jung et Bräuse	SAT	38,5	41,3	37,5	43	44	44,5	48	5,6	50	48,5	45
	COL	2	5,2	3,8	3	4	3,2	4	0	11,3	29,7	13,5
	FEL	52,5	58,5	53	58	46,5	49	47	56	58	57	48,5

* Porosité = 45% environ, vraisemblablement surestimée du fait de la fragilité de la roche.

Localisation : Tous les échantillons ont été prélevés sur la surface couverte par la feuille Langogne 1/50 000, type 22, n° XXVII - 37.

Granites à grain moyen et cristaux géants de perthite :

- 1 - Les Gardilles, blocs à 300 m à l'Ouest de la route RN 585 - $x = 702,1$ $y = 272,8$.
- 2 - Le Villaret - Croisement D. 60 - D. 226. $x = 707,2$ $y = 269,4$.
- 3 - - id -
- 4 - Les Chazes - (Blocs à 500 m à l'Est du village). $x = 701,5$ $y = 272,3$.
- 5 - Enclave d'aplite orientée à grain fin dans le précédent. Même localisation.

Granites à grains fins :

- 6 - Granite à grain fin des Pierres-Plantées. Exploitation C.F.M.U. $x = 703,8$ $y = 273,2$.
- 7 - Granite à grain fin à proximité des syénites. Même localisation.

Syénites

- 8 - Syénites des Pierres-Plantées même localisation.

Orbicules à tourmaline

- 9 - Dans le granite à grain fin des Pierres-Plantées
- 10 - Dans le granite à grain moyen des Barraques de la Motte. Route D. 34. $x = 701,9$ $y = 268,7$.

Granite porphyroïde du Villaret $x = 707,2$ $y = 269,4$

- 11 - Comptage microscopique de la mésostase.

- 12 - Composition après introduction de la proportion des perthites «ont de cheval», évaluée à 20% par comptages à la maille de 3 cm. (La proportion de perthite varie considérablement, de 40 à 15%).

Les compositions minérales des leucogranites de la région de Grandrieu les classent, quel que soit leur faciès, parmi les granites hololeucocrates, alcalins ou subalcalins. Les granites à grain fin sont plus quartzeux et moins riches en perthite. A cet égard, l'aplite orientée enclavée dans le granite à grain moyen des Chazes, se rapproche beaucoup des granites des Pierres-Plantées.

Les syénites sont hololeucocrates et alcalines. M. Lesty (C.F.M.U.) m'a dit qu'il les considérait comme un dérivé du granite par élimination des quartz. Cette élimination se produirait selon des plans tectonisés dont la pipe représenterait l'intersection. De fait, les structures, le grain, la nature des feldspaths sont identiques dans le granite et dans les syénites. D'autre part, si l'on suppose que l'élimination des quartz est responsable de la porosité de la roche, le réajustement des quantités de feldspaths et de muscovite dans la syénite, les conduit très près des teneurs correspondantes dans le granite.

L'analyse des *nodules à tourmaline*, révèle, en plus de l'incompatibilité de la biotite et de la tourmaline déjà constatée par ailleurs, une teneur en plagioclase nettement inférieure à celle des granites.

- La composition du granite porphyroïde, enfin, est peu différente de celle de l'échantillon de Grazières - Mages.

III - COMPOSITIONS CHIMIQUES

1 - POURCENTAGES D'OXYDES - PARAMETRES C.I.P.W. ET NIGGLI.

Les numéros d'ordre renvoient aux échantillons dont la localisation a été donnée en même temps que leur composition minérale.

Type de roches	Granite à grain moyen		Enclave aplite	Granites à grain fin		Syénites	Nodules à tourmaline		Granite porphyr.
N° d'ordre	1	2	5	6	7	8	9	10	11
N° d'analyse	1823-2	2141	2470	2566	2462	2461	2565	2644	2132
SiO ₂	71,90	72,15	72,50	71,60	73,30	61,50	72,00	68,20	69,35
Al ₂ O ₃	15,05	14,45	15,75	14,70	17,60	24,15	17,25	18,60	14,10
Fe ₂ O ₃	0,30	0,55	0,65	0,75	0,85	1,40	0,65	0,75	0,85
FeO	0,95	1,15	0,75	0,50	0,20	0,20	traces	0,35	3,00
MgO	1,40	1,30	0,60	1,75	0,60	0,85	1,25	1,50	2,15
CaO	0,90	0,70	0,95	1,45	0,95	0,90	0,80	0,85	1,75
Na ₂ O	3,90	3,55	3,10	3,60	2,30	3,05	3,20	5,60	3,10
K ₂ O	4,55	4,20	5,60	4,40	3,45	6,90	4,00	3,45	3,40
TiO ₂	0,05	0,20	0,15	0,05	0,10	0,10	0,15	0,05	0,40
P ₂ O ₅	0,45	0,15	traces	0,25	0,05	0,10	0,15	0,15	0,25
MnO	traces	0,05	traces	0,00	traces	traces	0,00	traces	0,10
H ₂ O ⁺	0,80	0,70	0,55	1,05	0,70	1,10	0,65	0,70	0,70
H ₂ O ⁻	0,15	0,00	0,00	0,10	0,10	0,30	0,00	0,10	0,00
Somme	100,40	99,15	100,60	100,20	100,20	100,55	100,10	100,30	99,15
PARAMETRES C.I.P.W.	p	1'	1	1	1'	1	1	1	1(11)
	q	4	(3) 4	'4	'4	3	4'	3'	(3) 4
	r	1	1'	(1) 2	'2	'2	1(2)	1(2)	2
	s	3'	3	3	3	3	(2) 3	3	'4
PARAMETRES de NIGGLI	si	366	388	384	357	419	246	377	320
	al	45	45,3	49	43,3	59,2	56,9	53,2	48,89
	fm	15,9	17,7	10,8	17,4	9'6	10,1	12,4	13,4
	c	4,8	4,2	5,2	7,8	5,8	3,8	4,4	4,0
	alk	34,3	32,8	35	31,5	25,4	29,2	30,0	33,8
	k	.44	.44	.55	.30	.50	.60	.31	.27
	mg	.67	.58	.45	.60	.53	.50	.31	.47

2. NORMES C.I.P.W. ET NORMES APPROCHEES.

Type de roche	Granite à grain moyen		Enclave aplite	Granite à grain fin		Syénites	Nodules à tourmaline		Granite porphyr.
N° d'ordre	1	2	5	6	7	8	9	10	11
N° d'analyse	1823-2	2141	2470	2566	2462	2461	2565	2644	2132

Nomes C.I.P.W.

Q	28,02	31,62	29,58	28,68	44	14,76	34,62	19,14	30,24
Or	27,24	25,05	33,36	26,13	20,57	40,59	23,91	20,02	20,02
Ab	33,01	29,87	26,20	30,39	19,38	25,68	27,25	47,16	26,20
An	1,95	2,78	4,73	5,56	4,17	3,61	3,06	3,34	6,95
Cor	2,86	2,96	2,75	1,94	8,57	10,30	6,43	4,49	2,75
Pyr	4,82	4,65	2,29	4,56	1,50	2,10	3,10	3,70	9,66
Min	0,61	1,16	1,08	1,08	1,09	1,73	0,72	1,08	1,92
Ap	1,01	0,34	-	0,67	0,17	0,34	0,34	0,34	0,67

Nomes approchées.

Q	30,72	34,20	30,84	31,20	44	16,02	34,70	19,20	35,40
Or	15,01	12,23	23,91	16,65	-	10,56	13,30	16,10	4,45
Ab	33,01	29,87	26,20	30,39	19,38	25,68	24,63	44,05	26,20
An	1,95	2,78	4,73	5,56	4,17	3,61	3,06	3,34	6,95
Bi	7,05	6,94	3,10	6,32	2,54	2,91	-	-	13,65
Mu	11,15	11,95	10,36	7,96	27,40	40,10	15,10	5,10	10,40
Min	0,54	0,94	1,01	1,01	0,56	0,54	0,72	1,01	1,56
Ap	1,01	0,34	-	0,67	0,17	0,34	0,34	0,34	0,67
Silicate al.					2,7		8,53*	10,25*	

Tourmaline calculée sur la base de la formule de la dravite, sans tenir compte de B, non dosé.

3 - RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGE IONIQUES .

Type de roche	Granite à grain moyen		Enclave aplite	Granite à grain fin		Syénites	Nodules à tourmaline		Granite porphyr.
N° d'ordre	1	2	5	6	7	8	9	10	11
N° d'analyse	1823-2	2141	2470	2566	2462	2461	2565	2644	2132
Si	67,00	68,60	67,40	67,05	69,40	57,00	67,20	62,40	66,00
Al	16,40	15,50	17,20	16,20	19,60	26,10	19,00	20,00	15,80
Fe ⁺⁺⁺	0,20	0,40	0,45	0,45	0,55	1,00	0,45	0,45	0,60
Fe ⁺⁺	0,70	1,00	0,60	0,40	0,15	0,15	-	0,30	2,40
Mg	2,00	1,80	0,85	2,40	0,85	1,15	1,75	2,05	3,00
Ca	0,90	0,80	0,95	1,45	0,95	0,90	0,80	0,80	1,80
Na	7,00	6,50	5,60	6,50	4,20	5,45	5,85	9,90	5,70
K	5,50	5,10	6,70	5,30	4,20	8,10	4,80	3,95	4,10
Ti	-	0,20	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,30
P	0,30	0,10	-	0,20	0,05	0,10	0,10	0,10	0,30
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O/100 cation	167	171	168	167	173	161	170	164	170
O+OH/100 cat.	172	173	171,5	173	177	168	174	168	173

Références :

Granites à grain moyen

- 1 - Analyse n° 1823-2 . S. Pignide , 1962.
- 2 - Analyse n° 2141 . J. Orliac, 1963.

Enclave d'aplite orientée

- 5 - Analyse n° 2470 . F. Cantagrel , 1964.

Granite à grain fin des Pierres Plantées

- 6 - Analyse n° 2566 . S. Pignide , 1964.
- 7 - Analyse n° 2462 . F. Cantagrel, 1964.

Syénites

- 8 - Analyse n° 2461 . F. Cantagrel, 1964.

Nodules à tourmaline

- 9 - Analyse n° 2565 . S. Pignide, 1964.
- 10 - Analyse n° 2644 . J. Orliac, 1964.

Granite porphyroïde

- 11 - Analyse n° 2132 . J. Orliac, 1963.

4- INTERPRETATION DES RESULTATS.

Seuls seront examinés ici les «accidents» particuliers aux granites de Grandrieu, les nodules à tourmaline et les syénites. Il convient cependant de noter le caractère calco-alcalin des granites à grain fin qui les différencie des granites à grain moyen.

Les nodules à tourmaline : La composition chimique du nodule prélevé dans le granite des Pierres-Plantées (analyse 9) doit être comparée à celle des granites à grain fin (analyse 6 et 7), la composition du nodule des Baraques de la Motte (analyse 10) à celle des granites à grain moyen (analyses 1 et 2). Il aurait été préférable d'analyser le granite des Baraques de la Motte prélevé près du nodule, mais son état d'altération ne l'a pas permis.

Ces comparaisons révèlent un certain nombre de tendances, beaucoup plus marquées pour le nodule des Baraques de la Motte très riche en tourmaline (29,6 %).

L'alumine subit une nette progression, dans les deux nodules; la soude également pour le nodule 10. Les ferromagnésiens ne varient pas.

La silice et la potasse décroissent dans le nodule 10, cette variation étant peu sensible pour le nodule 9.

Ces modifications n'ont rien de surprenant et ne peuvent que refléter la composition chimique de la tourmaline elle-même, que ces analyses globales permettent d'ailleurs de rapprocher d'une dravite.

Les analyses minérales révèlent un abaissement de la proportion des feldspaths, particulièrement des plagioclases dans les nodules. Cette proportion est une moyenne et la quantité de plagioclase est pratiquement négligeable dans le coeur très riche en tourmaline. Mais il en existe cependant et ils ne sont pas corrodés. La substitution des plagioclases par la tourmaline est peu vraisemblable car il serait surprenant que la plupart d'entre eux aient été totalement substitués et les autres épargnés totalement. On peut aussi envisager une substitution de la perthite qui suppose une migration des ferromagnésiens et du potassium (J Grolier, 1965). L'apparition d'un réseau de tourmaline dans les perthites peut constituer un argument en faveur de ce remplacement. Cependant Gōni et Guillemin (1964), décrivant une association de microcline et de tourmaline en réseau, considèrent le caractère monocristallin de ce réseau comme un argument en faveur du remplacement de la tourmaline par le feldspath.

L'incompatibilité de la tourmaline et de la biotite est à mettre en parallèle avec l'absence de variation notable des quantités de ferromagnésiens dans le nodule et dans le granite normal, à biotite. La possibilité d'une substitution de la biotite par la tourmaline vient à l'esprit. Je n'ai jamais observé cependant une telle substitution, qui demeure très hypothétique.

Si l'on écarte la possibilité d'un remplissage tardif de cavités drusiques, peu compatible avec le gisement de ces nodules, la solution la plus simple est de les considérer comme des différenciations précoces.

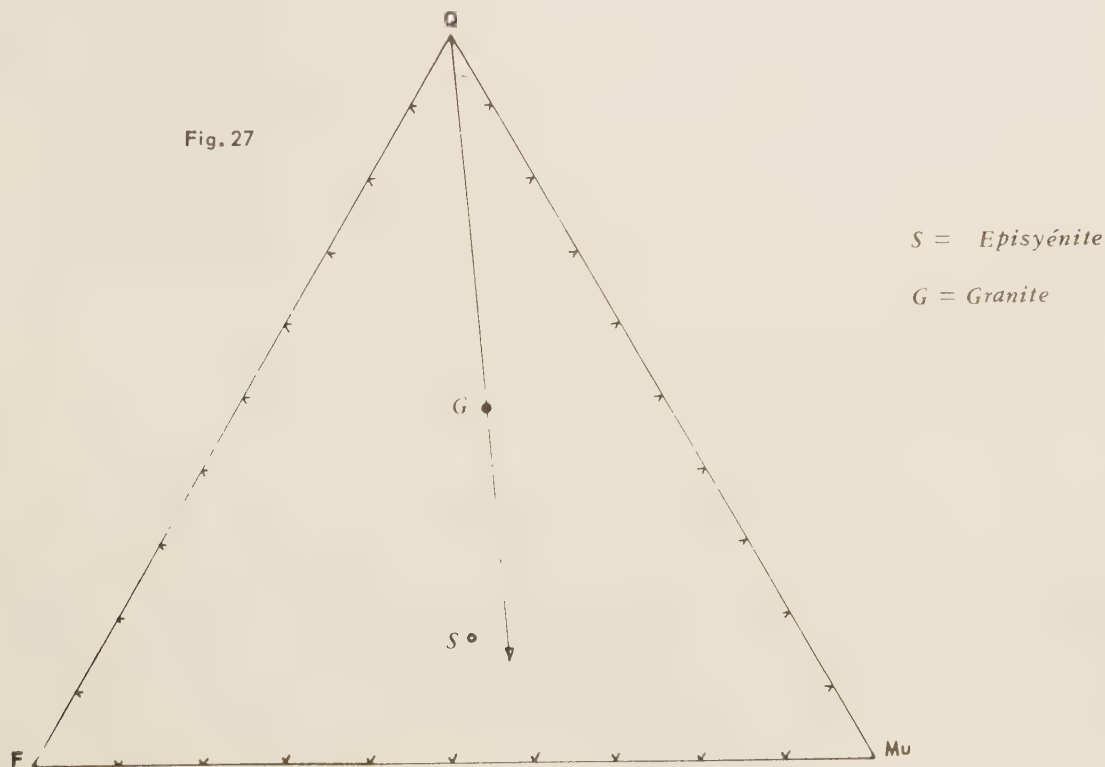
Les syénites : On a vu que leurs compositions minérales, compte tenu de leur porosité élevée étaient compatibles avec l'hypothèse d'une élimination des quartz du granite, avancée par les géologues de la C.F.M.U.

La comparaison des compositions chimiques brutes des granites et de la syénite révèle une forte hausse des teneurs en alcalins et en alumine, compensée par un abaissement de la teneur en silice dans la syénite. Comme c'était le cas pour les granites kaolinisés d'Echassières ces données brutes demandent à être interprétées avec soin.

Une mesure de densité effectuée après vernissage a donné des valeurs proches de 2,60 pour le granite et de 1,80 pour la syénite. Les pourcentages d'oxydes affectés du coefficient $\frac{180}{260}$, permettent de comparer deux volumes égaux de syénite et de granite.

	Granite	Syénite	Differences
N° d'Analyse	2462	2461	
SiO ₂	73,30	42,59	- 30,71
Al ₂ O ₃	17,60	16,72	- 0,88
Fe ₂ O ₃	0,85	0,97	+ 0,12
FeO	0,20	0,14	- 0,06
MgO	0,60	0,59	- 0,01
CaO	0,95	0,62	- 0,33
Na ₂ O	2,30	2,11	- 0,19
K ₂ O	3,45	4,78	+ 1,33
TiO ₂	0,10	0,07	- 0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,03	- 0,02
MnO	traces	traces	...
H ₂ O ⁺	0,70	0,76	+ 0,06
H ₂ O ⁻	0,10	0,20	+ 0,10
Total	100,20	69,58	- 30,62

Cette correction montre que les *changements de composition* portent essentiellement sur la silice. Le pourcentage d'alumine est abaissé notablement et devient légèrement inférieur



à celui du granite. Le pourcentage de potasse demeure élevé, mais se ramène à une valeur comparable à celle que donne l'analyse n°2566 d'un autre échantillon du granite à grain fin.

L'utilisation d'un diagramme triangulaire, où sont reportés les pourcentages des minéraux virtuels quartz-feldspaths-muscovite, qui représentent la presque totalité du volume

et de la masse des roches, permet d'arriver au même résultat, d'une manière plus directe (fig.27).

Le point représentatif de la composition virtuelle de la syénite se trouve approximativement sur la droite abaissée du pôle Q sur la base F - Mu, et passant par le point représentatif de la composition virtuelle du granite. L'écart entre les deux points sur cette ligne est de 31 % de quartz.

Ainsi, les compositions chimiques des granites et des syénites appuient l'hypothèse d'une « syénitisation » par départ de quartz, hypothèse née de l'observation directe des structures et des porosités.

Pour qualifier ces roches, les géologues de l'uranium se servent du mot « épisyénite ». Selon J. Jung (1958), les épisyénites « sont d'anciennes diorites ou d'anciens gabbros qui ont été albitisés au cours d'une phase d'altération tardive, pneumatolytique ou hydrothermale. La chaux provenant de la destruction du plagioclase s'incorpore alors dans de l'épidote et les pyroxènes sont transformés en amphibole fibreuse (ouralite) ».

Cette définition ne peut s'appliquer aux syénites de Grandrieu. Cependant A. Holmes (1928) dans sa « Nomenclature of Petrology » écrit à propos de l'utilisation du préfixe « épi » : « A prefix indicating alteration, properly used as a qualifier to the names of the rocks which have suffered a change in mineral composition ».

Il semble bien qu'ici, l'utilisation du terme épisyénite ne soit pas abusive. Cela n'éclaire d'ailleurs pas pour autant la signification de ces roches qui posent beaucoup de problèmes pétrographiques et métallogéniques. Il reste à reconnaître le processus de la transformation et à savoir si la minéralisation est directement liée au départ du quartz, ou si ce départ, en créant des vides a simplement transformé le granite en une épisyénite - magasin où la minéralisation s'est installée ensuite.

En ce qui concerne enfin le problème de la muscovitisation, les syénites à muscovite de Grandrieu pouvaient apparaître comme un exemple contradictoire devant l'interprétation que j'ai donnée de l'absence de la muscovite dans les syénites de Thizon. En réalité, ces deux roches ne peuvent pas être placées sur le même plan. Il y a eu, à Grandrieu, syénitisation de granites déjà muscovitisés et cette transformation n'a modifié ni la proportion de muscovite, ni la composition chimique de celle-ci, si ce n'est par une certaine oxydation du fer.

IV - TENEURS EN QUELQUES OLIGOELEMENTS METALLIQUES. (Analyste C. Jamond).

Les numéros d'ordre de 1 à 11 correspondent aux analyses modales et chimiques données précédemment.

Les analyses spectrographiques A, B et C portent sur des micas.

A = Muscovite du granite à grain fin des Pierres-Plantées.

B = Muscovite des syénites des Pierres-Plantées.

C = Muscovite des leucogranites du Villeret.

	Roches totales								Muscovite		
N° d'ordre	1	2	5	6	7	8	9	11	A	B	C
N° Anal. chimique	1823 - 2	2141	2470	2566	2462	2461	2565	2132	2334	2333	néant
N° Anal. spectro-	424	578	911	909	907	906	910	580	702	701	700
Pb	32	21	47	25	13	11,5	16	16	104	3	870
Sn	6	7	22	19	27	50	14	12	349	303	957
Ag	traces	4	traces	1	2	traces	1	3	2	2	3
Cu	25	18	10	9	12	10	10	23	13	11	28
Ni	77	24	21	22	19	16	23	49	15	15	18
Cr	21	41	41	61	55	56	49	56	25	19	43
Mo	0	0	0	-	-	-	0	0	0	0	0

Comme d'ordinaire, l'étain se révèle particulièrement intéressant. Les granites à grain fin sont beaucoup plus stannifères que les granites à grain moyen, ce qui constitue une distinction supplémentaire entre les deux types.

La richesse des syénites en étain n'a rien de surprenant si l'on veut bien considérer que cet élément est concentré dans les muscovites, et que le départ du quartz entraîne dans les syénites un enrichissement relatif en muscovite.

V - CONCLUSIONS

Les leucogranites de Grandrieu ont les caractères minéralogiques et chimiques de la plupart des leucogranites rencontrés dans les autres régions du massif de la Margeride. Ils sont hololeucocrates et alcalins ou à tendance calco-alcaline.

Les granites à grain fin calco-alcalins qui enclavent le granite porphyroïde, doivent être, dans l'état actuel des choses, distingués des granites alcalins à grain moyen et grands cristaux de perthite identiques à ceux du granite porphyroïde.

Les épisyénites des Pierres-Plantées, riches en muscovite ne sont pas à mettre sur le même plan que les syénites sans muscovite enclavées dans les granites de Thizon ou du Limousin. Elles dérivent selon toute vraisemblance, des granites à grain fin des Pierres-Plantées, dont elles conservent seulement les feldspaths et la muscovite. Le quartz a été expulsé en laissant les pores qui sont minéralisés.

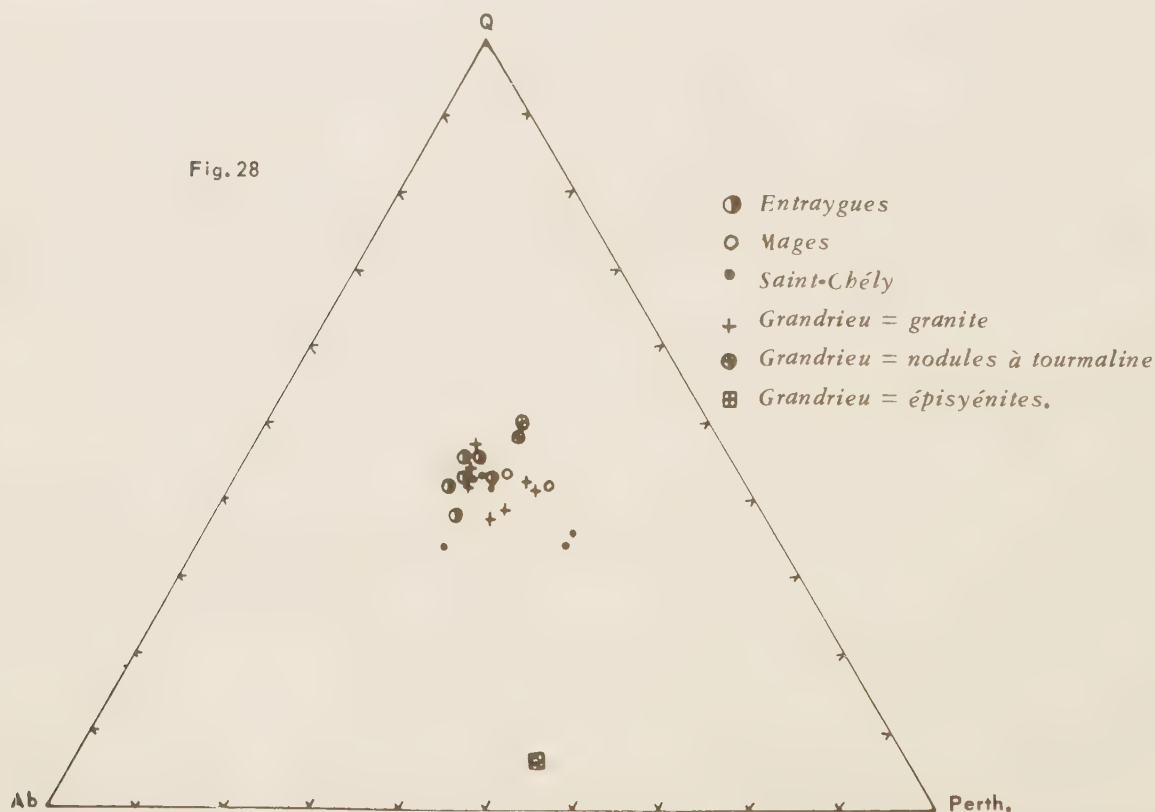
Le cadre des leucogranites est plus complexe que dans l'Ouest et le Centre du massif de la Margeride. Le granite porphyroïde est orienté, et renferme de grands panneaux de schistes cristallins, gneiss et amphibolites, auxquels s'ajoute un ensemble de vagnérîtes qui dérivent vraisemblablement de roches éruptives basiques antérieures au granite.

E - VUE D'ENSEMBLE SUR LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA MARGERIDE.

I - ASPECT PETROGRAPHIQUE :

- Diagramme Quartz - Plagioclases - Feldspaths potassiques (fig.28) .

Les granites d'Entraygues, les granites à grain fin de Grandrieu et le granite à grain moyen de Grazières-Mages, ainsi que certaines aplites de Saint-Chély, se groupent autour d'un point de coordonnées : Quartz = 42 ; Plagioclases = 30 ; Feldspaths potassiques = 28.



Les granites à grain moyen de Grandrieu et les aplites porphyriques de Grazières-Mages sont plus riches en feldspaths potassiques. Les aplites de Rimeize et de Fournols sont très nettement excentrées vers le pôle potassique.

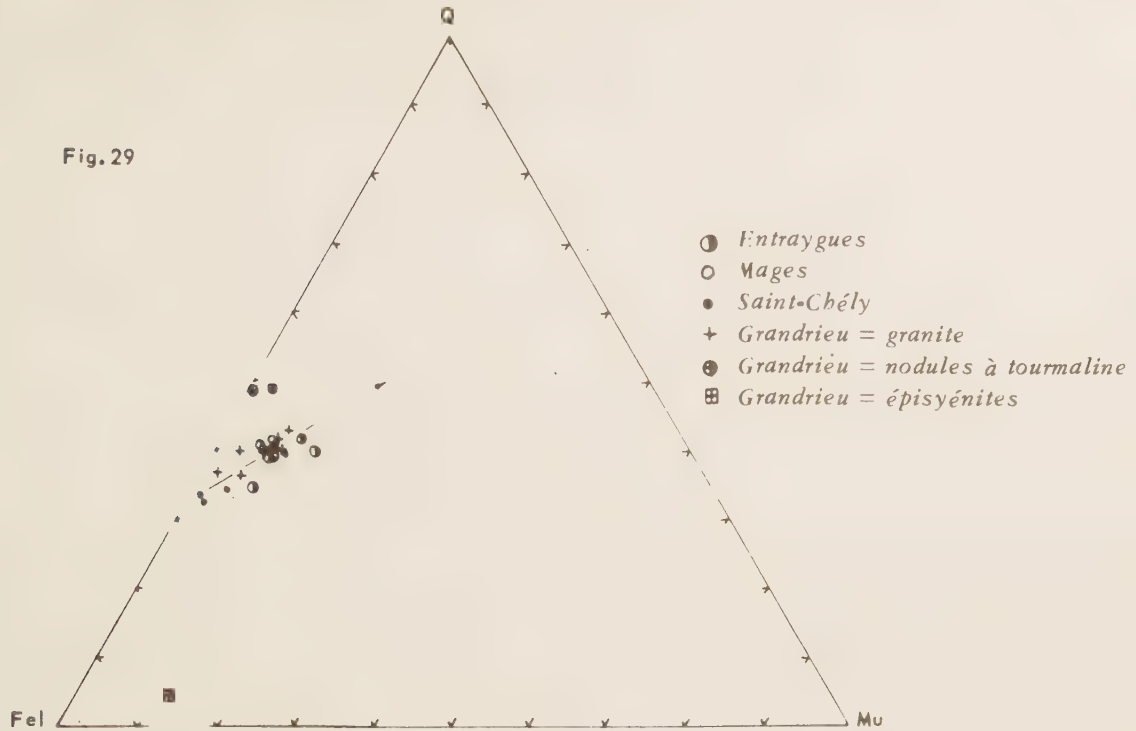
- Diagramme Quartz - Feldspaths - Muscovite (fig.29) :

Les échantillons les plus riches en muscovite sont également les plus riches en quartz, et les compositions minérales sont contenues dans une ellipse d'allure comparable aux nuages obtenus pour les massifs d'Echassières et de la Pierre-qui-Vire. Une forte concentration

se produit autour des coordonnées $Q=40$, $F=53$, $Mu=7$.

La médiane de l'enveloppe coupe la ligne QF, en un point de coordonnées $Q=31$, $F=69$

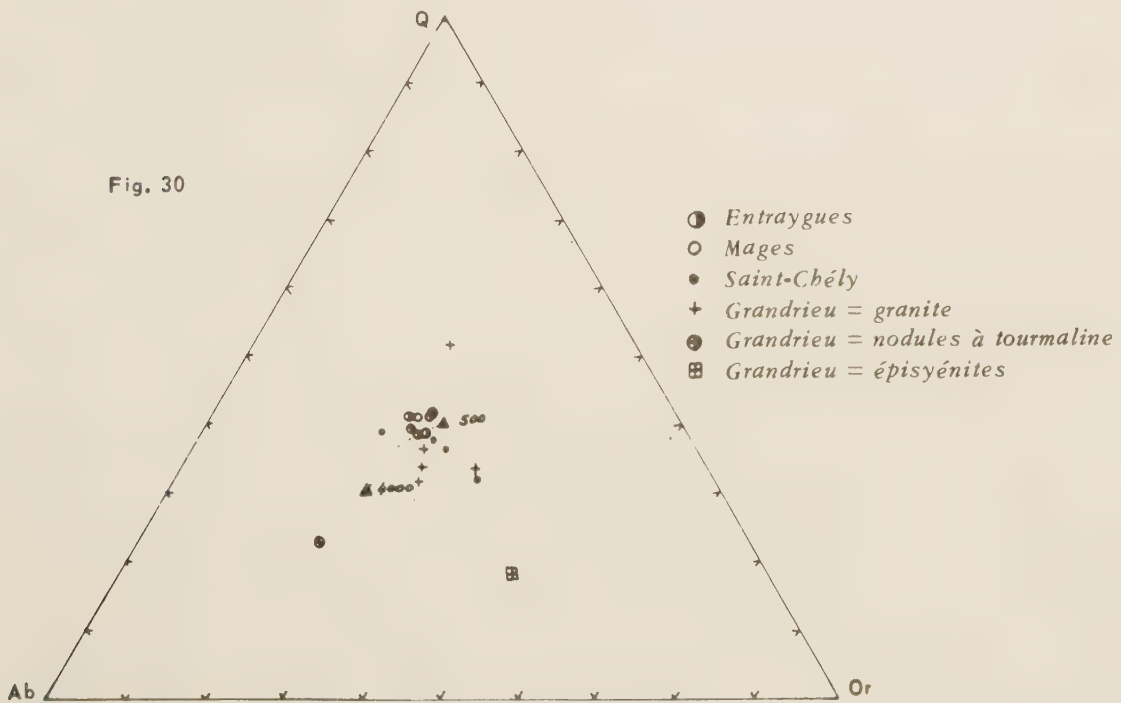
Fig. 29



II - ASPECT CHIMIQUE

- Diagramme Quartz - Orthose - Albite (fig 30) :

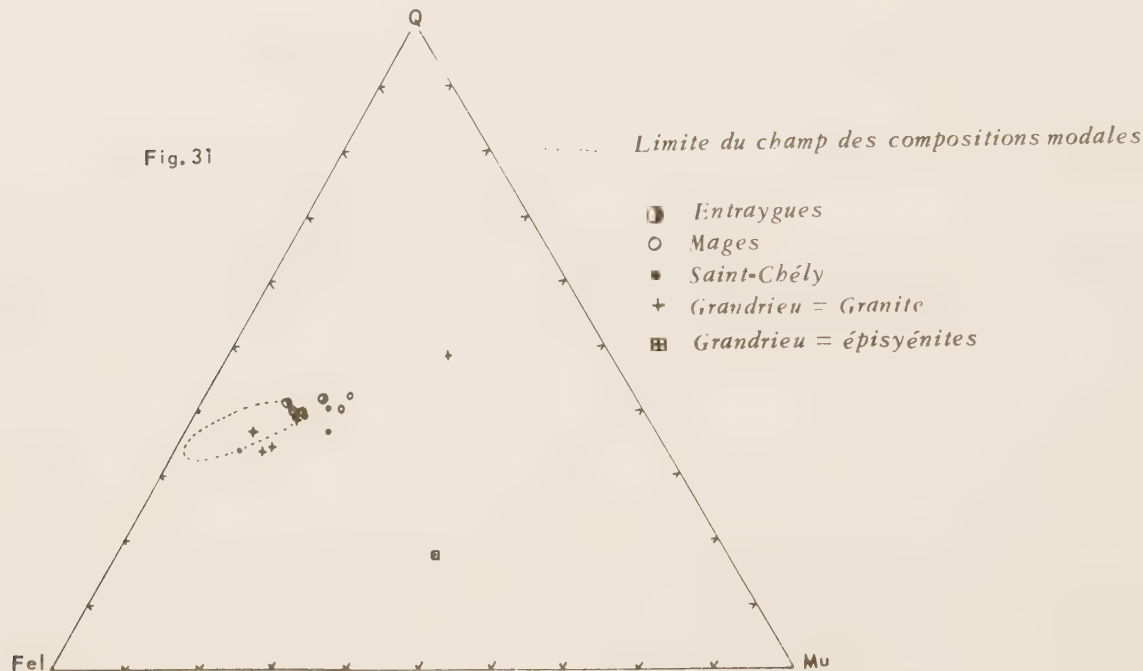
Fig. 30



Alors que les granites d'Entraygues et de Grazieres-Mages, apparaissent bien groupés

près de la position des minimums thermiques, pour 500 et 1000 bars, les aplites de Tatula et les granites de Grandrieu sont beaucoup plus dispersés. La plupart sont décalés vers le pôle orthose, l'aplite à grande muscovite se singularise par une teneur très faible en orthose et le granite à grain fin prélevé au contact des syénites des Pierres-Plantées, par une proportion anormale de quartz.

- Diagramme Quartz - Feldspaths - Muscovite (fig.31) :



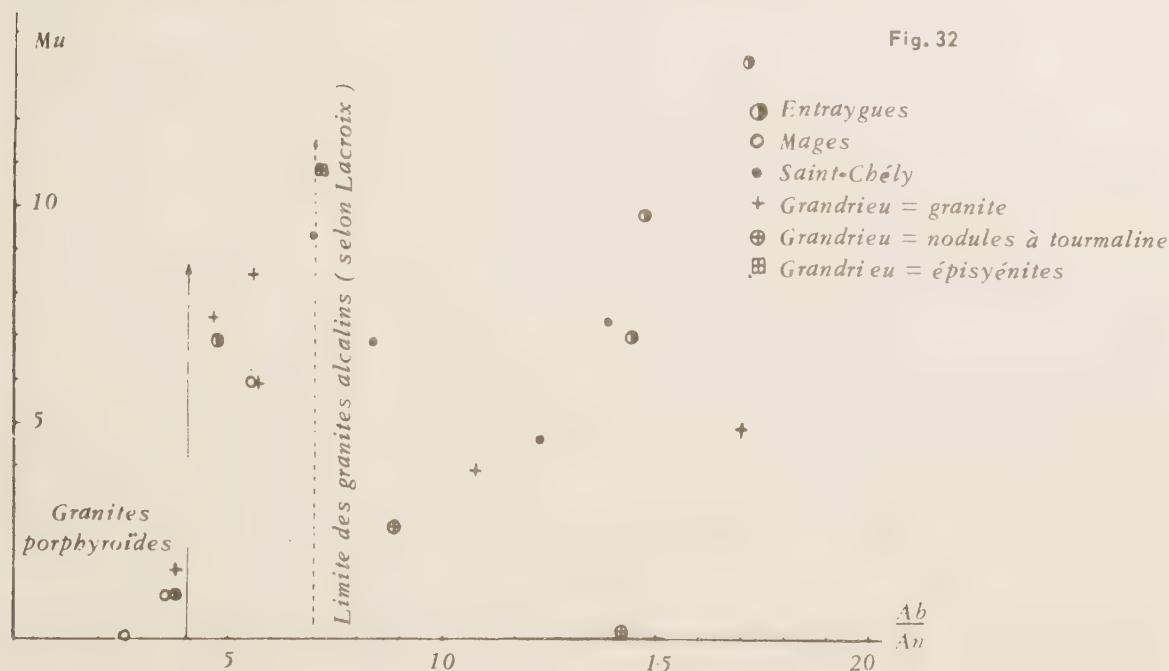
On retrouve ici les variations constatées sur le diagramme modal, avec les distorsions dues à l'emploi de la norme approchée. Prolongée jusqu'à la ligne QF, la médiane de l'ellipse où se groupent les compositions virtuelles la recoupe approximativement au niveau des coordonnées $Q = 30$, $F = 70$.

Dans l'hypothèse d'une muscovitisation métasomatique, avec fixation sur place de la silice mobilisée, les granites d'Entraygues et de Grazières-Mages auraient une composition initiale de $Q = 30$, $Or = 27$, $Ab = 43$, proche de celle du minimum ternaire pour 3600 bars de pression d'eau. En ce qui concerne les granites de Grandrieu et les aplites de Saint-Chély, les teneurs en albite et en orthose sont très variables. En moyenne ils sont cependant nettement plus potassiques que les précédents.

- Teneur en chaux et quantité de muscovite :

Les granites à muscovite sont classiquement des granites alcalins (P. Lapadula-Hargues, 1947, Turner et Verhoogen, 1960). On vient de voir que certains granites à muscovite de la Margeride présentent un caractère calco-alcalin marqué. Sur le tableau ci-dessous (fig.32) où ont été placés en abscisse le rapport $\frac{\text{Albite}}{\text{Anorthite}}$ de la norme, et en ordonnée le pourcentage modal de muscovite, les granites porphyroïdes calco-alcalins, pauvres en muscovite, sont parfaitement groupés. Il n'en va pas de même des granites à muscovite pour lesquels on constate, à teneur équivalente de muscovite, une variation de 5 à 35 du rapport $\frac{Ab}{An}$. La limite entre les granites porphyroïdes et les granites à deux micas se place au niveau de la valeur 4 du rapport $\frac{Ab}{An}$ mais de nombreux échantillons riches en muscovite s'approchent très près de cette valeur. Afin de ne pas utiliser ensemble les données chimiques et modales, le rapport $\frac{Ab}{An}$ peut être remplacé par le pourcentage moyen d'anorthite dans les plagioclases, estimé par les méthodes optiques. Les leucogranites riches en muscovite s'écartent davantage des granites porphyroïdes, mais les teneurs en muscovite n'apparaissent pas pour autant liées à la basicité moyenne des plagioclases.

A moins de considérer la valeur 4 du rapport $\frac{Ab}{An}$ comme un seuil, la corrélation entre les teneurs en anorthite et en muscovite, évidente dans la série complète des roches granitiques et granodioritiques, l'est beaucoup moins à l'intérieur des granites alcalins et dans la frange qui unit les granites alcalins francs aux granites calco-alcalins



Cela paraît aller contre la possibilité d'un contrôle thermique, envisagée dans la première partie de cette étude pour rendre compte de la relation constatée entre la teneur en muscovite des granites alcalins et leur richesse en silice. En effet les expériences de H.S. Yoder (1957), dans le système albite-orthose-anorthite-eau, à 5000 bars de pression d'eau, montrent qu'une très petite quantité d'anorthite suffit à augmenter considérablement la température de cristallisation d'un mélange de feldspaths alcalins. Ainsi l'adjonction de 6% d'anorthite à un mélange de 70% d'albite et de 30% d'orthose, suffit à augmenter sa température de cristallisation de 100° C environ.

Cependant O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958), en constatant que le granite de Quincy avec 3,06% d'anorthite dans sa norme, et celui de Westerly, avec 7,23%, se comportaient sensiblement de la même manière que des mélanges artificiels purement alcalins, apportaient un élément d'interprétation nouveau.

Enfin H. von Platen (1965) vient de démontrer que les mélanges granitiques ne réagissent pas de la même manière que les mélanges feldspathiques à l'introduction d'anorthite. Partant d'une obsidienne rhyolitique naturelle, il a montré que sous 2000 bars de pression d'eau, la température de cristallisation n'augmente que de 40°C, lorsque le rapport $\frac{Ab}{An}$ passe de l'infini ($An\% = 0$) à 1,8 ($An\% = 50$). Ces données sont beaucoup plus conformes à la transition constatée entre les granites alcalins et les granites calco-alcalins, tant en ce qui concerne leur association sur le terrain que leurs compositions minérales.

H. von Platen a également souligné l'influence de la nature de la phase fluide sur la température de cristallisation. Sous 2000 bars de pression d'eau elle est de 675°C. Avec NH_3 à la concentration de 0,5m, elle atteint 690°C. Avec HCl (0,5m) elle n'est que de 665°C. Enfin avec HF (0,5m) elle décroît jusqu'à 640°C. Les effets d'une variation importante de teneur en anorthite sur la température de cristallisation, peuvent ainsi être compensés par une différence de composition de la phase fluide.

III - CONCLUSIONS

Dans sa plus grande masse, le massif de la Margeride est constitué par un granite calco-alcalin porphyroïde. Comme l'a souligné P. Lapadu-Hargues (1947), sa composition est très constante. Mais sa texture change, selon la région, avec la nature de ses enclaves. Parfaitement équiant dans l'Ouest du massif et en particulier dans son appendice d'Entraygues, il renferme des enclaves microgrenues et des enclaves de cornéennes. Il se charge dans les régions de l'Est d'enclaves de gneiss, d'amphibolites, et de roches basiques très modifiées. En même temps il prend une texture orientée parallèlement à la foliation des enclaves gneissiques.

Dans le granite à « dents de cheval » des leucogranites se sont établis, soit en massifs, soit en filons. Le massif d'Entraygues comporte des aplites frangeantes et sécantes, des aplites porphyriques, enfin un granite hétérogranulaire à grains moyens ou gros, tous faciès déjà rencontrés à la Pierre-qui-Vire et à Echassières. La présence constante de cordiérite, les fortes teneurs en étain ajoutent encore à la ressemblance. Le massif de Grazières-Mages avec ses aplites porphyriques à cordiérite automorphes et sa richesse en étain, doit également être rapporté à ce type. Il renferme des enclaves surmicacées. L'une d'entre elles contient l'association minérale Corindon-Spinelle-Andalousite, caractéristique d'un métamorphisme de haut degré.

Les leucogranites de la région de Saint-Chély-d'Apcher, avec leurs différenciations aplitiques et pegmatitiques, constituent un réseau filonien qui est vraisemblablement à placer sur le même plan que les aplites sécantes du type précédent.

Le plateau de Grandrieu, à l'Est de la Margeride, est centré sur un vaste affleurement de leucogranites qui semblent constituer un laccolite. Les granites à grain fin des Pierres-Plantées, enclavent le granite porphyroïde et doivent être distingués des granites à grain moyen et grandes perthites, dont les rapports avec le granite porphyroïde prêtent à discussion. Les syénites alcalines à muscovite des Pierres-Plantées dérivent du granite à grain fin dont le quartz a été expulsé. Elles ne peuvent être assimilées aux syénites de Thizon. Très poreuses, elles contiennent une très riche minéralisation en uranium.

Les compositions minérales et chimiques des leucogranites de la Margeride, quel que soit leur gisement ou leur faciès, sont proches de la composition des « minimums » pour de basses pressions. Certaines aplites filoniennes se distinguent cependant par leur forte teneur en feldspaths potassiques.

Leurs compositions minérales, leurs normes approchées, indiquent un accroissement parallèle des teneurs en quartz et en muscovite, compatible avec un processus de muscovitisation métasomatique, accompagné d'une fixation sur place, sous forme de quartz, de la silice mobilisée.

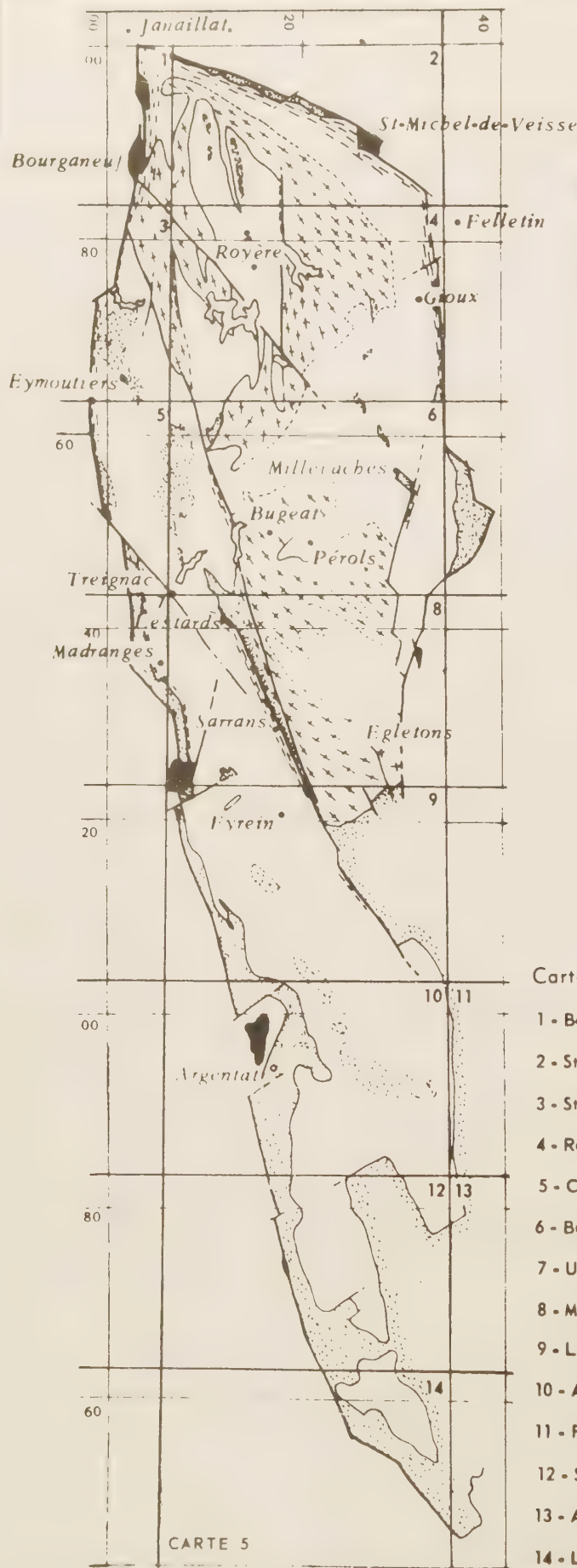
Leur composition initiale reconstituée est proche de celle du « minimum ternaire » sous une pression de 4000 bars dans le système Q - Ab - Or - H₂O.

Un certain nombre d'échantillons ont un caractère calco-alcalin marqué. Il ne semble pas exister de liaison entre la teneur en muscovite et la basicité des plagioclases, dans les limites de la frange unissant les granites alcalins aux granites calco-alcalins. Cela est compatible avec les résultats de H. von Platen concernant l'influence de la teneur en anorthite sur la température de cristallisation des granites, et ne remet pas en cause l'hypothèse d'un contrôle essentiellement thermique de la muscovitisation.

TROISIEME PARTIE

LEUCOGRANITES EN MASSIFS COMPLEXES :
LES LEUCOGRANITES DU MASSIF DE MILLEVACHES

LE MASSIF DE MILLEVACHES



- Houiller
- Schistes cristallins de bordure.
- Schistes cristallins des zones de transition
- Granite porphyroïde orienté
- Leucogranites
- Roches schisteuses

20 km

Cartes U.T.M. au 1 : 50 000 couvrant le Massif.

- 1 - Bourgneuf
- 2 - St-Sulpice-les-Champs
- 3 - St-Léonard de Noblat
- 4 - Royère
- 5 - Châteauneuf-la-Forêt
- 6 - Bugeat
- 7 - Uzerche
- 8 - Meymac
- 9 - La Roche-Canilhac
- 10 - Argentat
- 11 - Pléaux
- 12 - St-Céré
- 13 - Aurillac
- 14 - La Capelle Marival

A - GENERALITES

I - SITUATION

Entre les séries cristallophylliennes du Limousin à l'Ouest, et de la Moyenne-Dordogne à l'Est, les granites de Guéret et les gneiss d'Aubusson au Nord et au Nord-Est, le « Millevaches » des géologues déborde largement le « Plateau de Millevaches » géographique. Il annexe la plus grande part de la Montagne Limousine, l'Est du Plateau corrézien et s'avance en Xaintrie. C'est un fuseau long de 159 km du Nord au Sud et large de 40 km au maximum.

A travers les limites géographiques et administratives, le « Millevaches » conserve une unité qui n'est pas seulement d'ordre géologique. L'aspect des plateaux profondément arénisés et entaillés par les rivières ne change pas beaucoup entre la Montagne limousine et la région de Sousceyrac, non plus que celui des granges et des vieilles maisons, faites des mêmes blocs de granite admirablement taillés.

La couverture végétale toujours importante, l'arénisation, rendent l'observation géologique difficile. Les vallées de la Cère, de la Maronne, de la Dordogne, du Doustre et de la Vézère, celle de la Vienne, de la Maulde, du Thaurion et de la Creuse, permettent cependant de réaliser quelques coupes continues.

II - HISTORIQUE

Les limites du Millevaches sont apparues à travers les travaux de G. Mouret, L. de Launay, et E. Raguin. Elles sont essentiellement tectoniques. A l'Ouest, la faille d'Argentat ou plutôt, la zone broyée d'Argentat (E. Raguin 1927), orientée N 170° et pentée à l'Ouest, l'oppose aux schistes cristallins du Limousin. Au Nord, une autre zone broyée, celle de St-Michel de Veisse, le met en contact avec les granites et les gneiss du plateau de Guéret. Orientée N 120°, comme la faille d'Arrènes, elle est pentée Nord dans la région de Janaillat, et Sud aux environs de St-Michel-de-Veisse. A l'Est, près de Felletin, le relai est pris par la dislocation d'Ambrugeat, à peu près méridienne, aboutissant à St-Hilaire-Foissac. Au Sud - Est enfin, le Sillon Houiller sépare le Millevaches des schistes cristallins de la Châtaigneraie. Toutes ces dislocations bordières sont jalonnées de loin en loin par de petits bassins houillers. L. de Launay (1932) note que « dans la zone broyée de Bourganeuf, le Houiller s'est superposé aux broyages, puis faiblement plissé ».

La bibliographie qui se rapporte à la constitution et à la structure du Millevaches est extrêmement riche. Il apparaît, très schématiquement, comme un massif granitique, frangé de micaschistes qui s'interposent entre les granites et les accidents bordiers.

G. Mouret (1924) donne un aperçu synthétique des granites, Dans l'Est du massif, il distingue :

« Un granite ancien, souvent à gros grain, riche en micas noirs et presque toujours chargé de grands cristaux de feldspath, parfois régulièrement alignés » qui contient de fréquentes inclusions schisteuses, et une « granulite » plus récente. A l'Ouest, seule la « granulite » est apparente. Elle constitue la « chaîne granulitique de la Corrèze ». Les deux domaines, sont en

contact le long de la faille de Murat-Pradines, accident interne parallèle à la zone broyée d'Argentat. Cet accident paraît traversé par des « *granulites* » tardives qui soudent la chaîne de la Corrèze au massif de Millevaches proprement dit.

L. de Launay (1932) voit les choses autrement. Il distingue plusieurs types de « *granulites* » selon leur grain, leurs minéraux et leurs enclaves. Le *granite porphyroïde* d'Egletons, qui constitue, d'après E. Raguin un « complexe hétérogène » affleure très largement dans le N du massif. Ce « complexe hétérogène » groupe les granites porphyroïdes de la région de Bugeat et Royère, et des schistes « *granulitisés* ». A la différence de G. Mouret, L. de Launay considère que *tous les granites, quel que soit leur faciès appartiennent à la même génération*. Il insiste sur l'aspect structural du problème, et souligne l'importance des zones de dislocation et de laminage tant sur les bords qu'à l'intérieur du massif.

E. Raguin (1938) reprend ses travaux antérieurs pour donner une nouvelle image du Massif. Le « granite ancien » de G. Mouret, équivalent d'une partie du « complexe hétérogène », pose le plus grand nombre de problèmes. E. Raguin « n'hésite pas à qualifier ces roches de migmatites et plus précisément d'anatexites, certainement antérieures aux intrusions des granulites ... mais l'antériorité peut être courte, et elle n'exclut pas la possibilité que migmatites et granulites relèvent d'un même phénomène magmatique d'ensemble ». Il considère que le massif s'est constitué, « *par étapes pendant trois époques différentes et successives ...* Les ectinites, micaschistes ou gneiss observables aujourd'hui aux bordures du Plateau ou dans les septa internes, ont été envahis par les migmatites en rapport avec le magma du granite de Guéret. Plus tard, lors des mouvements qui ont bombé et refoulé le Plateau de Millevaches et en ont fait une zone anticlinale, de puissants feuillets intrusifs, syncinématiques, de granulite, ont envahi la tranche occidentale du Plateau et sa bordure Nord-Est. Les granulites se sont développées en même temps très largement dans la région de Gentioux et à l'Ouest de Meymac, transversalement au dispositif d'ensemble ».

J. Jung et M. Roques (1938) dans une revue des types de schistes cristallins et de granites dans le Massif Central, expriment l'idée que « les granulites du type Millevaches s'enracinent dans les anatexites et granites d'anatexie et montent ensuite dans les gneiss et les micaschistes ». Elles seraient le « produit de l'extrusion du magma résiduel refroidi des batholites d'anatexie ». La structure de l'ensemble du Massif Central est selon J. Jung (1954), dominée par l'opposition entre le *noyau arverno-vosgien* sur lequel on retrouve des lambeaux de Dinantien et de Dévonien, et des *chaînes hercyniennes périphériques*. Entre ces deux ensembles existent des *zones de jointure* « où se sont accumulés les déformations et les cisaillements résultant de mouvements différentiels entre les chaînes hercyniennes et le noyau rigide ». Le Millevaches est une de ces zones.

M. Roques (1941), étudie le Sud du Massif et ses relations avec les séries cristallophylliennes du Limousin et de la Moyenne Dordogne. Il rattache les micaschistes à ceux de la série de la Moyenne Dordogne et note leur similitude avec ceux du Rouergue auxquels il se raccorde dans la région de Maurs. « Le contact entre les granulites et les micaschistes est un *contact intrusif normal* ... Mais les micaschistes dessinent un dôme au-dessus des granulites ... Parfois la schistosité est nettement recoupée, surtout dans les enclaves comme on peut le voir à 1 km de Laroquebrou, sur la route de Montrat. Mais le plus souvent le contact *des granulites et des micaschistes est parallèle à la schistosité de ces derniers* ». Au contact des « *granulites* » les micaschistes sont toumalinisés et quelquefois feldspathisés.

P. Masclanis (1949) décrit des *passages progressifs de la « granulite » au granite migmatitique* - (équivalent du vieux granite de G. Mouret et du « complexe » de L. de Launay) et pense que les migmatites peuvent être le produit de l'intrusion des « *granulites* », mais il voit aussi des intrusions de « *granulite* » dans le granite. Il en déduit l'existence de deux générations de « *granulites* », les unes contemporaines du granite migmatitique, les autres postérieures à lui. Il note que dans les granites migmatitiques à biotite, les enclaves schisteuses sont biotitiques, alors que dans les « *granulites* » elles ont deux micas, et que les micaschistes qui bordent le Massif sont à deux micas. Aussi pose-t-il le problème de la disparition de la

muscovite.

J. Rondot (1949) intègre le granite porphyroïde d'Egletons au Millevaches et le distingue du granite de Meymac dont il est séparé par la faille d'Ambrugeat.

Pour M. Donnot (1957) la structure du massif est anticlinale ou plus exactement en coupoles emboîtées. La zone externe correspond aux micaschistes bordiers passant aux

fig. 33



COUPE SCHEMATIQUE A TRAVERS LE MASSIF D'APRES M.DONNOT (1957).

- | | |
|--|---|
| 1 = Micaschistes | 6 = Granites à deux micas « grain fin » |
| 2 = Migmatites et granites marginaux | 7 = Granites porphyroïdes à deux micas |
| 3 = Enclaves énallogènes | 8 = Granites porphyroïdes à biotite |
| 4 = Migmatites laminées | 9 = Granites à cordiérite |
| 5 = Granites à deux micas « gros grain » | 10 = Granites chonolitiques |
| | 11 = Lamprophyres. |

« granulites » par l'intermédiaire d'une bande presque continue de migmatites. La partie profonde du massif est constituée par le granite porphyroïde à biotite auquel s'ajoute, dans le Nord, des granites à cordiérite. Tous ces faciès sont des « variétés polymorphes de granite » produites par un phénomène unique. Sa conception est illustrée par une coupe schématique (fig. 33).

M.J. Pavillon (1960), pour son étude de la région de Meymac, abandonne résolument la plupart des critères pétrographiques utilisés par ses prédécesseurs, en particulier la richesse en biotite, la présence ou l'absence de muscovite. Elle fonde sa recherche sur une cartographie détaillée de faciès définis par leurs caractéristiques structurales. Cette méthode la conduit à distinguer :

- des micaschistes, sur les bords ou en synclinaux pincés à l'intérieur du massif.

- un complexe orienté, né de la feldspathisation des micaschistes par apport de potassium et « caractérisé par une foliation très nette des roches granitiques. Les granites porphyroïdes orientés sont les roches les plus typiques de cet ensemble », mais ils ne sont pas les seuls et voisinent dans le complexe avec des granites leucocrates à muscovite. La foliation est marquée par « l'alignement des feldspaths potassiques ..., une trame biotitique ..., des bandes leucocrates à texture aplitique souvent riches en grenats ..., des enclaves allongées ... où la roche micaschisteuse est transformée en gneiss fins ».

- un granite à grain moyen isotrope constituant le cœur des structures anticlinales. « Le contact entre le granite à grain moyen et le complexe orienté est caractérisé par une grande richesse en biotite ». Le passage « net et précis » lorsqu'il est vertical, devient flou et atteint une épaisseur de 20 à 40 m lorsqu'il est horizontal.

La cartographie de ces trois groupes fondamentaux révèle des structures axées N 120° et donc transverses sur l'allongement N 160° E du massif. Or l'allongement du massif correspond à la direction de la faille de Pradines comme à celle d'Argentat, qui sont des cisaillements. Selon M.J. Pavillon, « le phénomène de granitisation est fortement lié à l'accident de Pradines ». Enfin, « à une certaine distance de la faille de Pradines le complexe orienté passe latéralement et progressivement à un granite à gros grain qui est le faciès de bordure latérale

de tout le massif de Millevaches ». (fig.34).



fig. 34

COUPE ENTRE LA FAILLE DE PRADINES A L'OUEST, ET LE GRANITE DE MEYMAC A L'EST
D'APRES M.J. PAVILLON (1960).

- 1 = Micaschistes
- 2 = Complexe orienté
- 3 = Granite grain fin
- 4 = Granite gros grain passant latéralement au complexe orienté
- 5 = Granite grain moyen sous-jacent. La limite avec le complexe orienté est marquée par une abondance de biotites et d'enclaves basiques.
- 6 = Granite porphyroïde isotrope (Meymac).

En plus de cet ensemble syntectonique, M.J. Pavillon distingue des granites tardi-tectoniques :

- le granite porphyroïde de Meymac, passant « de manière insensible », au granite à gros grain, ou au granite porphyroïde orienté.
- le granite à grain fin, sodique, à muscovite, riche en minéraux accessoires, considéré par M. Donnot comme un faciès de bordure de la « granulite ». Il est postérieur à certains accidents, postérieur aussi au granite porphyroïde auquel il passe quelquefois « de manière transitionnelle » et représente un dernier stade de la granitisation à deux micas du Plateau de Millevaches. Aussi M.J. Pavillon est conduit « à considérer le Massif du Millevaches comme un pluton granitique unique, dont l'évolution continue dans le temps, aboutit à une répartition zonale des formations et des minéraux ». Elle rejoint, en ce sens, la conception de L. de Launay.

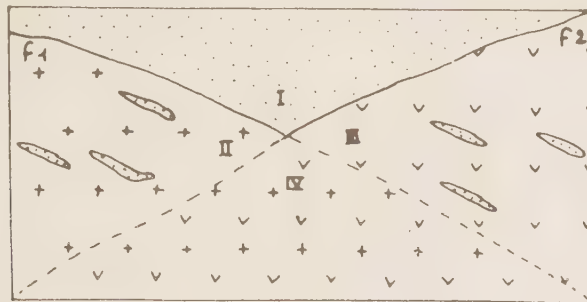
J.J. Risler (1960) étudie la région de Corrèze-Eggletons. A partir d'observations comparables il aboutit aux mêmes conclusions. Il souligne l'importance de la faille d'Argentat « qui paraît être une flexure précoce ». La différence qu'il constate entre les granites à l'Ouest et à l'Est de la zone médiane, est attribuée à une variation de la série cristallophyllienne, plus leptynique à l'Ouest, plus schisteuse à l'Est, et dont il retrouve des reliques à l'intérieur du massif.

A. Razafiniparany (1960) maintient la distinction introduite par J. Rondot entre le granite de Meymac et celui d'Eggletons. Tous deux sont porphyroïdes, mais alors que le granite de Meymac isotrope, à enclaves microgrenues, dérive d'une microdiorite quartzique et résulte d'une granitisation indirecte (J. Didier et M. Roques, 1959), celui d'Eggletons à enclaves de micaschistes provient de la *granitisation directe* des schistes cristallins.

J. Grolier (1962) fait le point des connaissances accumulées sur le massif et met en relief sa complexité. Il remarque que le granite d'Eggletons - à Eggletons même - n'est pas orienté et ressemble beaucoup à celui de Meymac. Il distingue enfin nettement, les granites porphyroïdes à biotite nés de la granitisation des micaschistes, et les granites à muscovite résultant d'une granitisation ultérieure, soit des micaschistes et dans ce cas ils sont riches en enclaves, soit du granite porphyroïde et dans ce cas ils n'en renferment pas. Il donne ainsi l'antériorité au granite porphyroïde et revient à la conception de G. Mouret, avec une variante notable puisqu'il n'envisage qu'une seule « granitisation à muscovite ». Un schéma interprétatif très simple (fig.35) illustre cette façon de comprendre les granites du Massif. Enfin J.Grolier

note la fréquence et l'importance des accidents dans le massif, et sur ses bordures, ainsi que la vraisemblance d'une « superposition d'épisodes hétéroaxes » dans son évolution tectonique.

fig. 35



- I = Micaschistes
- II = Granite d'Egletons
- III = Granite à muscovite d'Eyrein
- IV = Granite à muscovite de Péret-bel-Air
- f1 = Front ancien de granitisation (biotite)
- f2 = Front de granitisation à muscovite, postérieur à f1.

En 1962, je soulignais le caractère diapirique des granites du Millevaches marqué par la présence, sur leur bordure, de glissements lit à lit, de mylonites et de phyllonites. Je proposais de voir, dans ce diapirisme l'explication de leur ceinture de micaschistes concordant en grand avec eux, des structures intragranitiques transverses sur l'allongement du massif, enfin du renversement de la série de la Moyenne-Dordogne par un processus de « mise en forme ».

P. Tempier (1964) en démontrant que cette série n'est pas renversée a limité l'influence de la mise en forme aux micaschistes de la bordure.

M. Chenevoy (1965), dans la 2ème édition de la feuille de Guéret écrit que le Nord du Millevaches « comprend ... essentiellement un noyau de granite orienté à biotite passant progressivement au Nord à une granulite plus ou moins largement cristalline, cette dernière intrusive dans les micaschistes. Des feuillets de granite à cordiérite et grenat, d'autres de granite à deux micas, se différencient dans le granite à biotite, allongés NS suivant la direction du Massif. Les textures schisteuses de cristallisation syntectonique et mylonitique banales, sont fréquentes. Les granulites « ultimes » finement grenues, constituent des filons ou petits massifs intrusifs ».

Cet exposé des interprétations successives montre à quel point elles ont pu diverger. Les divergences fondamentales, tout au moins en ce qui concerne l'aspect pétrographique et pétrogénétique du problème, portent d'abord sur *les rapports entre le granite porphyroïde orienté et les leucogranites*. Pour G. Mouret le granite porphyroïde est ancien, pour E. Raguin et J. Grolhier il est antérieur aux « granulites ». Au contraire, pour L. de Launay, M.J. Pavillon et J.J. Risler, le granite porphyroïde fait partie d'un complexe orienté contemporain des leucogranites dont il représente une bordure. M. Donnot considère que les deux types sont contemporains mais distincts et il fait du granite porphyroïde un faciès profond.

Les rapports entre les leucogranites et les schistes cristallins périphériques n'ont pas davantage fait l'unanimité. Pour E. Raguin et M. Roques, le contact est intrusif, et souvent parallèle à la foliation des schistes cristallins. M. Donnot donne aux granites une bordure presque continue de migmatites, alors que pour M.J. Pavillon et J.J. Risler, cette zone de transition fait partie du « complexe orienté » auquel ils intègrent le granite porphyroïde orienté. Ce complexe est d'ailleurs selon eux, « beaucoup moins étendu et beaucoup moins fréquent à l'Ouest de la faille de Pradines qu'à l'Est ». Cette divergence dans les interprétations, due à des centres d'intérêt et des techniques différents m'a conduit à revoir dans le massif, la position des leucogranites, les « granulites » du Millevaches.

Ces leucogranites présentent, on vient de le voir à travers l'exposé des travaux précédents, une grande variété de grain - granites à gros grain, à grain moyen, à grain fin - de structure ensuite - granites équants ou orientés - de composition minérale enfin - granites à deux micas ou à cordiérite et grenat. La plupart des auteurs ont cependant remarqué leur parenté, qu'ils ont exprimée en leur affectant le même nom de « granulite » et en les représentant sur les cartes de la même manière, avec ou sans surcharges distinctives.

III - LES LEUCOGRANITES DANS LE MASSIF

1. LES RAPPORTS DES LEUCOGRANITES AVEC LES SCHISTES CRISTALLINS

Les observations que j'ai pu faire dans le Centre-Ouest et le Sud du Massif coïncident en tous points avec celles de M. Roques (1941). Le contact des granites avec les micaschistes de la bordure, lorsqu'il n'est pas tectonique, est parfaitement net et brutal. Il recoupe souvent dans le détail la foliation des schistes cristallins (fig.1, pl.XI), qui lui est cependant grossièrement parallèle dans l'ensemble. Enfin le granite contient parfois des enclaves qui paraissent déplacées comme cela est visible en amont d'Argentat dans les gorges de la Dordogne, ainsi que dans les travaux d'aménagement de la Cère, particulièrement au puits de L'Escaumel à 1 km au Sud-Ouest de Lamativie. La bande de migmatites cartographiée par M. Donnot représente des schistes cristallins injectés de filons aplitiques.

Au Nord, depuis la latitude d'Eymoutiers sur la dislocation d'Argentat, et depuis St-Sétièrs sur celle d'Ambrugeat, la ceinture de schistes cristallins interposée entre les dislocations bordières et les granites disparaît. On la retrouve à l'extrême Nord du Massif, le long de l'accident de St-Michel-de-Visse, entre Janaillat et les abords de St-Quentin. L'épaisse zone de migmatites indiquée sur la carte de M. Donnot dans la région de Bourgneuf correspond, ainsi que le montre M. Chenevoy (1965) dans la nouvelle édition de la feuille Guéret au 1/80 000 , à des leucogranites et à des granites porphyroïdes à biotite devenus schisteux. Il en est de même des « migmatites » de la bordure Est dans la région de St-Quentin-Gioux. On retrouve ce phénomène au coeur du Massif, à l'Ouest de la faille de Pradines. La coupe de la route de Viethéil à 3 km à l'Ouest de Grandsaigne, entre les routes D 32 et N 691 (Meymac UTM 133/378) montre la succession suivante. Les granites acquièrent d'abord une linéation subhorizontale marquée par des muscovites en zone, puis ils prennent une texture ocellée avec une foliation de plus en plus marquée (fig.6, pl.XI). L'aboutissement du processus conduit à des *phylloinites* très claires et très quartzueuses. Ces bandes de granites schisteux, comme l'indique M. Chenevoy pour la bande de Bourgneuf, traversent des contacts entre divers types de granites et sont obliques sur les structures intragranitiques. *En aucun cas, elles ne peuvent être mises sur le même plan que le granite porphyroïde orienté à biotite dont l'orientation, tous les auteurs s'accordent sur ce point, se marque par un alignement des feldspaths et des enclaves gneissiques et par une trame de biotite héritée des schistes cristallins. Elles ne peuvent en aucun cas être considérées comme des termes de transition dans la transformation des schistes cristallins en granites.*

A l'Est enfin, dans la hernie que présente le Massif entre Saint-Sétièrs et Meymac, le contact entre les micaschistes et les leucogranites, à cet endroit à grain assez gros, équants et à quartz globuleux, est net et franc. Près de la bordure j'ai retrouvé les aplites porphyriques et les granites hétérogranulaires caractéristiques des petits massifs circonscrits décrits dans la première partie de cette étude.

Au coeur des leucogranites, loin de la ceinture des schistes cristallins, et surtout dans la région centrale et septentrionale du Massif, on retrouve des lambeaux de micaschistes et de gneiss. Le contact est alors bien différent de ceux que je viens de décrire à la périphérie. Les granites s'enrichissent près de ces lambeaux, en schlieren micacées, et au contact immédiat en loupes de fibrolite.

2- LES RAPPORTS DES LEUCOGRANITES AVEC LES GRANITES PORPHYROIDES ORIENTES A BIOTITE ET LES MIGMATITES ASSOCIEES

Les auteurs citent de nombreux exemples de passages transitionnels entre les leucogranites et les granites porphyroïdes orientés à biotite. Certains d'entre ces passages, en particulier dans la région de Bourganéuf, ne sont qu'apparents. La schistosité qui affecte de la même manière les deux types de granites, en même temps que la discontinuité des affleurements, sont probablement à l'origine de cette conception. Il est, dans certains cas, possible d'observer un contact très franc, et une différence très nette d'orientation (fig.2, pl.IX).

Le passage graduel décrit par M.J. Pavillon, à la station d'Ambrugeat, sur la voie ferrée Limoges - Meymac, n'est pas contestable. Subhorizontal, il se fait progressivement en quelques dizaines de mètres par l'intermédiaire d'un « granite à fil de biotite ».

Le contact des granites saccharoïdes (M. Donnot) ou à grain fin (M.J. Pavillon), avec le granite porphyroïde est en général très net. Il se fait souvent par l'intermédiaire d'une frange très finement grenue et quelquefois greisenisée (fig.2, pl. X). Dans certains cas le granite à grain fin enclave le granite porphyroïde ou les migmatites à biotite (fig.3, pl.X). Mais M.J. Pavillon signale des passages graduels entre les deux types de granites. Près de Mourières dans les environs de Bugeat, j'ai pu observer, sur un affleurement frais et continu, une même masse de granite à grain fin qui d'abord nettement orienté et en contact très flou avec le granite porphyroïde auquel il est intimement mêlé, devient en une dizaine de mètres pratiquement équant et présente un contact très franc avec le granite porphyroïde orienté.

La répartition dans l'espace des leucogranites et des granites porphyroïdes orientés à biotite est également fort discutée. Pour la plupart des auteurs ils couvrent, comme une chape, les granites porphyroïdes orientés, cependant que pour M.J. Pavillon et J. J. Risler ils apparaissent au coeur des structures anticlinales. Il me semble que ces conclusions opposées, ne s'excluent pas mais se complètent.

En effet, dans la région de Saulière, Péret-Bel-Air, St-Yrieix-le-Déjalat, il est possible, lorsque les affleurements le permettent, de constater que le granite porphyroïde orienté vient au-dessus des leucogranites. Mais dans la vallée de la Corrèze, au niveau de Grandsaigne, la disposition est inverse. Les leucogranites apparaissent également en couverture au Nord-Est du Massif dans les zones de Gioux et Gentioux. Enfin, au Nord-Ouest, autour de Bourganéuf, les granites porphyroïdes semblent passer sous les leucogranites, mais il ne s'agit là que d'une impression donnée par la schistosité de fracture qui plonge de 60° vers l'Ouest, autrement dit vers l'extérieur du Massif et qui affecte de la même manière les leucogranites placés à l'Ouest et les granites porphyroïdes. Leur contact, visible dans les gorges de la Gosre-Molle, est subvertical.

En définitive, il me paraît très difficile de donner un schéma général pour l'ensemble du massif. Cependant, de l'ensemble des observations accumulées sur le massif, il ressort que les leucogranites aiment en quelque sorte le massif et s'établissent souvent en travers des structures relevées dans le granite porphyroïde orienté ce qui, en toute logique, signifie qu'ils lui sont postérieurs.

3- REPARTITION DES DIFFERENTS TYPES DES LEUCOGRANITES

Les leucogranites à grain moyen, souvent orientés, quelquefois à comas biotitiques, constituent la plus grande partie de la « chaîne corrézienne » comprise entre la dislocation d'Argentat à l'Ouest, et la limite du massif avec la série de la Moyenne Dordogne à l'Est, limite prolongée vers le Nord par la bande de granites schisteux de Sarrans, Viethel, Viam, le Magadoux. On retrouve ce faciès dans le Nord, au Compeix.

Le grain peut varier. Sur les bordures il devient progressivement plus fin, comme cela est visible au niveau du contact normal d'Ayguepanade près de Madranges, ou franchement aplitique, (zones de St-Privat, Argentat, Sousceyrac). Il passe, toujours de manière insensible, à un granite à gros grain (Les Monédières).

Le grain n'est pas le seul caractère instable. Les comas biotitiques alignés, abondants près des panneaux de schistes cristallins, particulièrement dans le Centre et le Nord du Massif, disparaissent presque totalement ailleurs. Enfin l'orientation due à la schistosité qui affecte, le long des accidents bordiers, l'ensemble de ces faciès ajoute encore une variante. Il me paraît illusoire de subdiviser cet ensemble et, plutôt que de chercher à le définir par des caractères mouvants, je préfère le désigner sous le nom global de *granite d'Eyrein* que lui donne M. Donnot (1957). On pourrait tout aussi bien l'appeler granite de Madranges ou granite de Compeix.

Les leucogranites à gros grain et quartz globuleux qui occupent la région de Gioux, Peyrelevade, St-Merd-les-Oussines, sont moins polymorphes. Ils présentent cependant les variantes hétérogranulaires que j'ai signalées plus haut, et ils deviennent ocellés et schisteux le long de l'accident bordier, dans la région de Bunleix-St-Quentin. Ils s'orientent de manière moins spectaculaire le long des accidents à 20° dans la zone bordière de Davignac, Ambrugeat, Millevaches, St-Sétières. J'appellerai ce type de granite *granite de Gioux*.

Les leucogranites dits « à grain fin » ou « saccharoïdes » sont extrêmement fréquents dans les granites porphyroïdes orientés de la région de Royère, Faux-la-Montagne, Bugeat. L'un des plus typiques est le *granite de Pérois*. En fait, une fois de plus, le grain se révèle être un mauvais critère, assez subjectif et fort variable. Le grain du granite de la carrière de Pérois, est en effet plus gros, en moyenne, que celui du granite dit « à grain moyen ».

Les granites à *cordiérite*, localisés au Nord du Massif, se comportent, dans le granite porphyroïde, de la même manière que les granites de type Pérois, avec un contact tantôt très net, tantôt très flou. Ils sont associés à des granites sans *cordiérite* du type Eyrein et, comme eux, sont affectés par les laminages.

J'ai appelé « *granite gris* » un type présent essentiellement en enclaves dans le granite du type Eyrein, aux abords des panneaux schisteux ou du granite porphyroïde. Il est moins leucocrate que les précédents, fréquemment orienté, et présente tous les caractères des granites à grain fin mêlés au granite porphyroïde et en contact flou avec lui, tels qu'ils apparaissent sur l'affleurement de Mourières. Ces enclaves de « *granite gris* » sont bordées par un liseré de biotite (fig. 5, pl. X).

Un dernier type de leucogranite correspond à des filons ou à de petites masses d'aprites sécantes postérieures à tous les autres faciès.

IV - CHRONOLOGIE

1. CHRONOLOGIE RELATIVE :

Des rapports que j'ai pu observer entre les différents types de granites du Massif, il ressort que :

- les leucogranites sont postérieurs aux schistes cristallins et aux granites porphyroïdes orientés à biotite.

- il est difficile d'établir une chronologie à l'intérieur de l'ensemble des leucogranites. Si toutefois l'analogie entre les granites gris et les granites du type Pérois recouvre une identité, ces derniers considérés en général comme ultimes pourraient être au contraire précoces.

Les leucogranites ne représentent pas les tout derniers plutons du Millevaches. De nombreux filons de microgranite les traversent. Dans le Sud ils sont subverticaux avec une direction de 170°. Dans le Nord, (L'Eglise-au-Bois - Eymoutiers - St-Quentin) leur direction est de 30° environ. Les filons de lamprophyres, peu visibles en surface, apparaissent dans les travaux souterrains avec une densité très forte. Dans la galerie de la Cère, ils atteignent 5% du volume total. La direction des filons est en général de 15° et quelquefois méridienne.

Ces roches filoniennes mises à part, d'autres granites se sont mis en place dans les leucogranites. Une carrière proche du Mas-Soubrot, à 5 km au Sud de St-Martin-le-Château, montre un contact entre un granite à *cordiérite* schisteux et un granite à biotite sombre, à

cristaux d'orthose de 1 cm environ, et enclaves microgrenues presque noires. Le contact est franc, oblique sur la schistosité du granite à cordiérite, et parallèle à l'alignement des feldspaths du granite sombre parfaitement exempt de toute cataclase. Ce dernier est donc postérieur non seulement au granite à cordiérite mais aussi à la schistosité qui l'affecte. J'ai donné à ce granite le nom de *granite du Mas - Soubrot*. - On le retrouve au Sud, le long de la route D7 entre Peyrat-le-Château et Royère où il est associé à des mylonites schisteuses de leucogranites à cordiérite ou muscovite. Le granite de Bouchefarol, près de Nedde, bordé au Sud-Est près de Mallesinge par une granodiorite très sombre à grain fin, me paraît devoir être rapporté à ce type. La diorite quartzique de la Bitarelle, près de Gimel, placée dans la zone d'influence de la dislocation d'Argentat et cependant exempte de cataclase pourrait également appartenir à cette génération.

2 - CHRONOLOGIE ABSOLUE

Méthode des isotopes : Par la méthode au rubidium-strontium, Y. Vialette (1962) a obtenu pour le granite d'Eyrein les résultats suivants :

$$\begin{aligned}\text{biotite} &= 300 \pm 5 \text{ M.A.} \\ \text{Muscovite} &= 310 \pm 3 \text{ M.A.} \\ \text{Roche totale} &= 309 \pm 25 \text{ M.A.}\end{aligned}$$

Ces âges correspondent à la fin du Westphalien selon l'échelle des temps géologiques.

- Pour le granite porphyroïde prélevé à l'Ouest d'Egletons, il obtient, avec la biotite un âge de 298 ± 15 M.A. et sur un échantillon prélevé au Sud d'Egletons, 309 ± 5 M.A., toujours pour la biotite.

- Enfin, la muscovite de la pegmatite de la Barrière, près de Darnetz, lui donne 303 ± 9 M.A.

Tous ces âges sont concordants. Mais si l'identité des âges trouvés pour les micas et la roche totale du granite d'Eyrein permet de leur accorder une grande confiance, il n'en est pas de même des âges obtenus sur la seule biotite pour les granites d'Egletons. On sait en effet que la biotite est particulièrement sensible au rajeunissement.

Méthode optique par mesure de la dispersion de la biréfringence des plagioclases : Cette méthode élaborée par Chibukjam (1964) et Kusnetzov (1964) et que M. Piboule et M. Vachette (1965) ont introduite en France, a été appliquée aux roches du Massif.

Les résultats sont les suivants :

Type de roche	Localisation sur feuilles U.T.M.	Age moyen en M.A.
Granite d'Eyrein	La Roche Canillac 194 - 231	300
Granite de Pérols	Bugeat 195/ 496,5	299
Granite à cordiérite	St-Sulpice-les-Champs 138/870,5	288
Granite de Gioux	Royère 320/733	298
Gneiss à cordiérite de Grand Janon	St-Sulpice-les-Champs 138/870,5	536
Gneiss à cordiérite de la Forêt-Belleville	St-Sulpice-les-Champs 129 - 897,5	550
Migmatites associées au granite porphyroïde	Bugeat 180 - 500	500
Pérols s/ Vézère		
Granite porphyroïde orienté - Sarrans	Meymac 174 - 313	538

Type de roche	Localisation sur feuilles U.T.M.	Age moyen en M.A.
Enclave de granite à biotite dans le granite de Pérois	Bugeat 195/496,5	535
Granite à biotite de Mas-Soubrot	Royère 081/746	284

Nous avons également déterminé par cette méthode, le coefficient de dispersion des plagioclases des morbihannites d'Herbon, près d'Arradon. On verra que ces roches sont, par leur faciès et les associations qu'elles présentent avec des gneiss à pyroxènes, très proches des gneiss à cordiérite du Millevaches. L'âge moyen obtenu est de 540 M.A.

Cette méthode fait apparaître deux ensembles distincts. L'un groupe les schistes cristallins, les granites porphyroïdes orientés et les migmatites qui leur sont associées. L'âge de 550 M.A. obtenu les place au niveau du sommet du Briovérien breton et des granites antécambriens qui le traversent. L'autre ensemble groupe la totalité des leucogranites. L'âge de 300 M.A., identique à celui que donnent les méthodes aux isotopes, correspond à la fin du Westphalien, en d'autres termes à la phase asturienne. C'est également à cette phase que doit être attribuée l'orientation tectonique acquise par les granites sur les bordures du Massif et dans la zone médiane de laminage. Elle n'affecte pas, en effet, le granite de Mas-Soubrot, dont l'âge est parfaitement en accord avec le gisement. Les dépôts houillers dont les lambeaux jalonnent la périphérie du Massif, à l'Ouest, au Nord et à l'Est, marquent la fin de l'histoire hercynienne du Massif.

B- LE CADRE DES LEUCOGRANITES - SCHISTES CRISTALLINS, GRANITES PORPHYROIDES ORIENTES ET MIGMATITES ASSOCIEES.

I - LES SCHISTES CRISTALLINS DU MILLEVACHES .

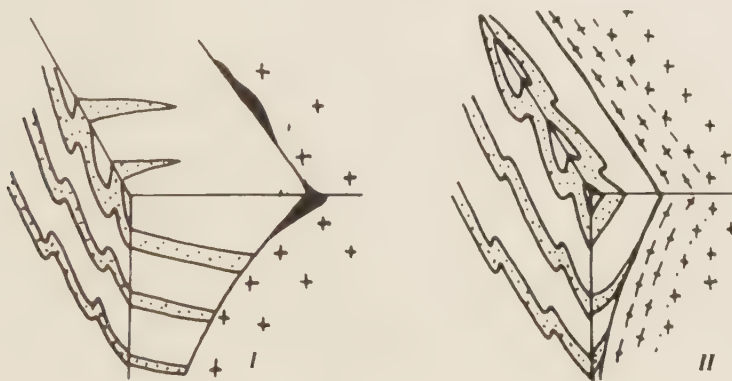
Comme on vient de le voir ils entourent le massif d'une ceinture discontinue, très large au Sud, très mince ou absente au Nord. On les retrouve en enclaves, parfois de très grande taille, dans les leucogranites et dans les granites porphyroïdes à biotite. Pendant longtemps on a parlé uniformément de micaschistes et de migmatites. Ce sont, en effet les faciès dominants et de beaucoup. M.J. Pavillon (1960) et J. J. Risler (1960) ont souligné l'importance des leptynites dans la série, et signalé des enclaves d'amphibolites. Enfin M. Chenevoy (1965) vient, en cartographiant, à côté des micaschistes, des gneiss à biotite et sillimanite et des gneiss à cordiérite et grenat, de marquer les variations importantes du degré de métamorphisme dans ces roches.

1- STRUCTURE GENERALE.

Les attitudes des schistes cristallins sont, en général, accordées avec les limites des granites, avec une direction de 170° environ dans l'Ouest, le Centre et l'Est, et de 120° dans la bande septentrionale. Dans le détail cependant, les structures transverses sont fréquentes. Le long de la dislocation d'Argentat les directions varient de 0 à 180° .

En deux endroits, près de Fargeas et au Nord d'Argentat, les micaschistes décrivent

fig. 36



I = Mise en place des granites dans les micaschistes • Faciès aplitiques frangeants et greisens en bordure.

II = Mise en forme de la couverture par le diapirisme des granites. Les directions des couches sont accordées à celle du contact mais les axes de plis conservent leur direction originelle. Les granites deviennent schisteux, et à quelque distance du contact acquièrent une linéation subhorizontale parallèle au contact.

un arc depuis la direction $N 30^\circ E$ avec un pendage Nord jusqu'à la direction $N 150^\circ$ avec un pendage Sud. Les axes de microplis, dans la même région, sont relativement constants avec

une direction voisine de 140° et un plongement de 30 à 45° vers le Nord-Ouest.

Cette constatation, jointe à la présence des structures intragranitiques orientées à 120° que M.J. Pavillon (1960) a mises en évidence dans la zone centrale, à l'existence de franges de granites schisteux et de phyllonites, à l'apparition dans les micaschistes d'une schistosité de fracture qui se marque parfois par un alignement des quartz transverse sur la foliation, m'a conduit (1963) à envisager la possibilité d'une « mise en forme » des structures des schistes cristallins par la mise en place diapirique des leucogranites transversalement à la direction originelle de ces structures. La figure 36 est une représentation schématique de ce processus. Toutefois la direction 120° - 140° est loin d'être générale dans le massif. Au Nord, les enclaves de schistes cristallins ont une direction méridienne, parallèle d'ailleurs à l'orientation des feldspaths et de la trame micacée du granite porphyroïde.

2- LES FACIES.

Les micaschistes et leptynites des bordures : La grande masse des schistes cristallins qui entourent le Millevaches au Sud d'une ligne Eymoutiers - Egletons, est représentée par des *micaschistes* plus ou moins leptyniques à deux micas, oligoclase, et fréquemment *almandin*. Dans cet ensemble monotone et rythmique, s'individualisent des niveaux de *micaschistes satinés*, très clairs, à muscovite, biotite, oligoclase et andalousite rose. Cette andalousite renferme parfois de belles inclusions hélicitiques de micas et de quartz. L'échantillon dont je donne une micro-photo (fig.2, pl. XII) provient des environs de Beaumont (Meymac U.T.M. 076-313,5). A Fargeas (Uzerche U.T.M. 036/369,5) les baguettes d'andalousite atteignent 5 cm de long. A Theillet, près d'Argentat (Argentat U.T.M. 036/369,5) l'andalousite est associée à l'almandin et à une faible quantité de fibrolite.

L'association andalousite-fibrolite se retrouve sur la bordure Est, près du Pont de Laygne, où M. Donnot l'a signalée (1957). Il a également noté l'apparition de la staurotide associée à l'almandin près de Laval-de-Cère au Sud-Ouest et de Pléaux au Sud-Est.

Au Nord de Chamberet, sur la bordure Ouest, les micaschistes, tout en conservant leur aspect, s'enrichissent en fibrolite, et l'andalousite disparaît. En même temps apparaît la cordiérite.

Il faut également noter la présence de micaschistes à chlorite, près de Soudaine-Lavinadière à l'Ouest de Treignac et dans le Sud du massif. P. Temprier (à paraître) en a également cartographié dans la série de la Moyenne Dordogne.

- Les micaschistes de la bordure Nord-Est, entre Meymac et St-Sétières, sont, ainsi que les ont décrits M. Donnot et M.J. Pavillon, à deux micas et fibrolite. L'andalousite est également présente.

Plus au Nord, près de Gioux, commence la frange septentrionale de micaschistes qui borde le massif jusqu'à Janaillat. Ils se présentent avec le même faciès et les mêmes paragenèses. Seuls les niveaux très phylliteux contiennent des silicates d'alumine. Près de St-Quentin (Royère U.T.M. 330,5/817) la cordiérite apparaît, cependant, avec la sillimanite et les deux micas.

La bande de micaschistes de Sarrans-Nespoux est coincée entre les leucogranites schisteux à l'Ouest, et la faille de Pradines ou les granites porphyroïdes orientés à l'Est. Elle prolonge, avec les mêmes faciès, les micaschistes de la série de la Moyenne Dordogne qui bordent le massif au Sud-Est.

Près du pont des Estourocs, au Sud-Est, une lentille de vaugnérîtes, très schisteuses sur les bords, très massives au centre, est intercalée dans les micaschistes près du contact avec le granite.

Les micaschistes des bordures, et plus particulièrement les faciès satinés à andalousite sont riches en toumalines prismatiques, qui dessinent une linéation parallèle à l'axe des microplis (fig.1, pl.XII).

Les schistes cristallins des septums internes * . Les schistes cristallins des septums sont d'une variété beaucoup plus grande que ceux que l'on trouve en bordure du massif.

* Le terme de septum, utilisé par E. Raguin, s'applique aussi bien aux fonds de synclinaux qu'aux panneaux enclavés de schistes cristallins.

MICASCHISTES ET MIGMATITES DU SUD ET DE L'EST DU MASSIF . Au Sud de la ligne Eymoutiers - Egletons et le long des bordures Nord et Nord-Est on retrouve, dans les septums, les mêmes faciès plus ou moins phylliteux ou quartzo-feldspathiques que dans les franges bordières, avec les mêmes paragenèses. L'andalousite et la fibrolite sont sporadiques, sauf dans la région de l'Eglise-au-Bois - La Celle, où la fibrolite est présente partout, souvent associée à la cordiérite, et où l'andalousite manque.

Dans certains cas - septum du Bech près de Corrèze, septum de la Bussières prolongeant la bande médiane de Sarran-Nespoux - les contacts avec les leucogranites sont nets et comparables à ceux que l'on observe en bordure du massif. C'est aussi le cas pour la plupart des enclaves du Sud de la vallée de la Dordogne. Mais le plus souvent les contacts sont flous. Sur une épaisseur de quelques décimètres à quelques mètres les micaschistes changent d'aspect. Des lits granitiques alternent avec des lits phylliteux riches en fibrolite, toujours présente, avec ou sans andalousite. Puis la trame se désorganise et la roche devient une agmatite avec des amygdales phylliteuses à cœur de fibrolite dans une masse granitique. Ces amygdales disparaissent très rapidement et laissent place à quelques schlieres micacées. L'aspect de ces migmatites est celui des métatexites et des diatexites de K.R. Mehnert (1957). De très beaux exemples de ce faciès sont donnés par les septums de Puymas sur la RN 678 (La Roche-Canillac U.T.M. 072-559) de l'Eglise-au-Bois (Bugeat U.T.M. 072-559) ou de St-Hilaire-les-Courbes. On relève dans la même zone des enclaves d'amphibolites. Les premières ont été signalées par M.J. Pavillon (1960) près de Péret-bel-Air et de Bonnefond. Il en existe tout un essaim près de Treignac (carrière de la Verrière - Bugeat U.T.M. 071-447, et carrière du Pont-Finaud sur la Vézère). J'en ai également retrouvé, au Sud, près des Tours de Merle, à l'appui Sud du Pont sur la Maronne où elles sont interstratifiées dans des micaschistes. Toutes ces amphibolites sont à quartz, andésine, hornblende verte, biotite. Les leptynites, si fréquentes dans les bordures sont très rares dans les septums à bordure floue.

LES GNEISS, LES MIGMATITES, LES GNEISS A PYROXÈNE DU NORD-OUEST. Dans l'aire Eymoutiers, Bugeat, St-Hilaire-le-Château, Bourgaueuf, la paragenèse change. L'andalousite disparaît, la sillimanite prismatique tend à remplacer la fibrolite, la cordiérite est présente partout, avec l'almandin, la biotite et une quantité plus ou moins forte de muscovite, enfin apparaît localement une microperthite de faible angle d'axe. L'aspect le plus courant est celui des migmatites que je viens de décrire dans le reste du massif. Seule leur paragenèse les en distingue. Ils sont connus depuis les premiers travaux sur le massif dans les septums de la Chaise à 3 km à l'Ouest de Pontarion, de Lavaud, de Nedde. Il faut y ajouter les panneaux d'Eymoutiers et de la Celle, cartographiés en micaschistes et migmatites. Dans cet ensemble on relève des faciès particuliers.

- *Les gneiss de St-Hilaire-le-Château* : Différenciés par M. Chenevoy (1965), ces gneiss massifs, très quartzo-feldspathiques, rappellent les niveaux leptyniques interstratifiés avec les micaschistes de la série de bordure. Cependant leur paragenèse à quartz, oligoclase, cordiérite phyllitisée très abondante, sillimanite, biotite, muscovite et microperthite en très faible quantité, les place dans la zone des Gneiss Inférieurs.

- *Les gneiss du Grand Janon* : Entre la Forêt-Belleville et Saint-Pierre-Bellevue, affleurent des gneiss très compacts et sombres, à foliation très peu marquée. La cordiérite est très fraîche et maclée finement (fig.3, pl.XII). La muscovite manque, la sillimanite prismatique a remplacé la fibrolite, la biotite est en quantité beaucoup plus faible, et l'orthose microperthitique est abondante. Les gneiss du panneau de Fournet, à 2 km au SE de Nedde, sont proches de ce faciès avec une paragenèse qualitativement identique, mais une plus grande richesse en sillimanite et en biotite.

- *Les gneiss à pyroxène*. Massifs et verdâtres, ils sont associés aux migmatites des panneaux d'Eymoutiers (St-Léonard U.T.M. 030-659,5), de La Bachellerie près de Nedde (Bugeat U.T.M. 078-635), du Mas Maury, près de Lacelle (Bugeat U.T.M. 093-577). Leur structure est grano-blastique. Ils sont très riches en quartz et renferment du diopside (+ 2V = 58° - ng # 1,695 - np # 1,665) et un plagioclase calcique, andésine, labrador ou bytownite. Il s'y ajoute, à Eymoutiers du grenat, au Mas Maury de la hornblende verte (- 2V = 78-84, ng AC # 20°), et à la Bachellerie de la biotite et de la cordiérite.

Si les micaschistes et les leptynites sont communs dans le Massif Central, des faciès comparables aux gneiss du Grand Janon ou aux migmatites d'Eymoutiers sont rares. Dans la série des Monts du Lyonnais définie par J.M. Peterlongo (1948) les gneiss de la Jasse-randière s'en rapprochent beaucoup. J.M. Peterlongo les compare aux kinzigites et considère qu'ils peuvent être soit de simples paragneiss, soit des bancs enrichis en ferro-magnésiens au niveau du front des migmatites.

La Bretagne méridionale fournit d'autres éléments de comparaison. Les Morbihannites définies par de Limur (1884) dans le Golfe du Morbihan, sont, tant du point de vue de l'aspect que de celui de la paragenèse, semblables aux migmatites d'Eymoutiers comme j'ai pu le constater pour les morbihannites d'Herbon près d'Arradon échantillonnées au cours d'une excursion dirigée par J. Cogné. Les morbihannites d'Herbon, ont une composition (J. Cogné 1957, p.224) identique à celle des migmatites d'Eymoutiers ou de Lacelle. D'autre part leur association à des niveaux de gneiss à pyroxène, dont la paragenèse (J. Cogné, 1957, p.227) à quartz, diopside et labrador-bytownite, est semblable à celle des gneiss à pyroxène d'Eymoutiers, ajoute à l'analogie. Dans le Morbihan aussi, la hornblende est fréquemment associée au diopside.

Pour J. Cogné les morbihannites représentent vraisemblablement d'anciens niveaux ferroalumineux. Quant aux gneiss à pyroxène associés aux morbihannites, leurs conditions de gisement comme leur composition chimique très calcique, « indiquent sans aucun doute que l'on a affaire à des roches para ».

- Ces faciès très particuliers font-ils partie du même ensemble cristallophyllien que les micaschistes et les leptynites ? Cela ne me paraît faire aucun doute. Les gneiss as-

Andalusite-Sillimanite Type					
Metamorphic facies		Amphibolite facies		Granulite facies	
Mineral zoning		A	B	C	D
Basic Rocks	Sodic plagioclase				
	Intermediate and calcic plagioclase				
	Epidote				
	Calciferous amphibole	Actinolite	Blue-green hornblende	Green and brown hornblendes	Brown hornblende
	Cummingtonite				
	Chlorite				
	Calcite				
	Clinopyroxene				
Orthopyroxene					
Pelitic Rocks	Chlorite				
	Muscovite				
	Biotite				
	Pyralispite	MnO > 18 %	MnO = 18-10 %	MnO < 10 %	
	Andalusite				
	Sillimanite				
	Cordierite				
	Plagioclase				
	K-feldspar				
	Quartz				
Common rocks		Phyllite and schist	Schist	Amphibolite and gneiss	Amphibolite

sociés aux gneiss à pyroxène dans les migmatites d'Eymoutiers, ou de Lacelle, ont une apparence tellement proche des micaschistes qu'ils n'en ont pas été distingués sur les cartes.

Les modifications les plus apparentes de la paragenèse, portent sur les silicates d'alumine, et sur la cordiérite. L'andalousite et la cordiérite longtemps considérées, après Harker (1932) comme des minéraux « anti-stress » et caractéristiques du métamorphisme de contact ont, dans toute une série de travaux cités par E. Den Tex (1965) pris place dans les associations minérales liées à un métamorphisme régional. Un des exemples les plus classiques est celui de la série d'Abukuma, dont l'étude conduit Miyashiro (1961) à définir un « type andalousite-sillimanite » de métamorphisme régional, dont il donne les paragenèses caractéristiques dans le tableau donné à la page précédente.

A partir du type « andalousite-sillimanite » de Miyashiro, H.G.F. Winkler (1965) définit un type « Abukuma » qu'il subdivise en sous-faciès :

<i>Faciès schistes-verts</i>	A ₁ - 1	Sous-faciès à quartz, albite, muscovite, biotite, chlorite.
	A ₁ - 2	Sous-faciès à quartz, andalousite, plagioclase, chlorite
<i>Faciès amphibolite-cordiérite</i>	A ₂ - 1	Sous-faciès à andalousite, cordiérite, muscovite.
	A ₂ - 2	Sous-faciès à sillimanite, cordiérite, muscovite, almandin.
	A ₂ - 3	Sous-faciès à sillimanite, cordiérite, orthose, almandin.

Les schistes cristallins du Millevaches se rangent, dans cette série type, depuis le sous-faciès A₂-3 (gneiss du Grand Janon) jusqu'au sous-faciès A₁-2 (schistes de Soudaine-Lavinadière). Mais la coïncidence n'est pas parfaite. La présence de staurotide dans les micaschistes du Sud du massif, les rapproche du type « Disthène-sillimanite » de Miyashiro, type montrant des associations caractéristiques de pressions plus élevées que le type « andalousite-sillimanite ». Du type « disthène-sillimanite » se rapproche le « type Barrow » que H.G.F. Winkler subdivise ainsi :

<i>Faciès schistes-verts</i>	B ₁ -1	Sous-faciès à quartz - albite, muscovite chlorite.
	B ₁ -2	Sous-faciès à quartz - albite - épidote biotite.
	B ₁ -3	Sous-faciès à quartz - albite - épidote almandin.
<i>Faciès amphibolite - almandin.</i>	B ₂ -1	Sous-faciès à staurotide - almandin
	B ₂ -2	Sous-faciès à disthène - almandin - muscovite.
	B ₂ -3	Sous-faciès à sillimanite - almandin - orthose.

La présence de grenats, dont la composition chimique n'est pas connue, il est vrai, dans le sous-faciès A₂-1 marque sans doute aussi une tendance au type disthène-sillimanite tout au moins dans le Sud du massif. Miyashiro donne aux séries intermédiaires entre le type disthène-sillimanite et le type andalousite-sillimanite, le nom de « groupe intermédiaire de basse - pression ». Ce groupe intermédiaire, bien représenté en Europe du Nord, a reçu de Read

(1952) le nom de « Buchan-type ».

Den Tex (1965) admet la staurolite dans les assemblages caractéristiques de sa « lignée de haute température » du métamorphisme orogénique, cependant que sa « lignée de haute pression » est caractérisée par le disthène dans le faciès amphibolite. Le schéma général qu'il propose montre comment se répartissent, en fonction des pressions et des températures, selon le gradient géothermique, les assemblages de minéraux par rapport à la courbe de liquidus des granites saturés en eau. On voit que cette courbe, de part et d'autre du gradient 30° C/km, traverse l'aire du sous-faciès à sillimanite-cordiérite et se place à la base du sous-faciès à sillimanite-almandin.

Selon Miyashiro (1961), les types « Disthène-sillimanite » et « Andalou site-sillimanite » sont accompagnés l'un comme l'autre de la mise en place de grandes quantités de granites. Il écrit : « Les granites syntectoniques sont habituellement abondants, dans les zones de métamorphisme de haut degré ». Winckler (1965), cite ce passage et ajoute * « Au-delà on connaît des formations étendues de migmatites. Ceci montre que dans la zone de haute température du domaine métamorphique, les températures étaient si hautes que des gneiss quartzofeldspathiques ont pu subir une fusion partielle. Dans les terrains situés au-dessous des métamorphites de haut degré, c'est-à-dire dans les grandes profondeurs, il se produit par suite de températures plus hautes encore, une fusion généralisée et par là une palingénèse de grandes masses de magma granitique qui se sont, pour partie, pendant et après l'orogénèse, mises en place de manière intrusive dans des niveaux plus élevés ».

Les granites de Millevaches sont syntectoniques, mais on a vu qu'il en existait deux générations. La première est représentée par les granites porphyroïdes orientés à biotite, la seconde par les leucogranites. Le problème se pose de savoir à laquelle des deux générations de granites se rapporte le métamorphisme. Les leucogranites semblent s'être établis transversalement à d'anciennes structures et aux zones de métamorphisme. Il est néanmoins remarquable que la fibrolite apparaisse chaque fois que les leucogranites passent de manière progressive à des schistes cristallins que ce soit dans le Sud, le Centre, ou le Nord du massif. D'autre part, P. Tempier (à paraître) a remarqué, que dans la série de la Moyenne Dordogne, l'andalou site apparaissait aux abords des leucogranites du Millevaches, dans une bande de schistes chloriteux. On peut raisonnablement supposer que deux métamorphismes l'un assyntien, l'autre asturien, se sont superposés dans le massif, en même temps que les granites.

* Traduction originale de J. Jung.

4- COMPOSITIONS MINÉRALES

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Quartz	44	50	35	40	15	45	14	8,5	43,5	46	17,3
Plagioclase	8	13	39	0,4	-	2,6	21	37	31	11,5	12
F.potass.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,5	21
Muscovite	25	8	13	41	48	28	-	-	-	2,7	-
Biotite	19,5	27	12	17,4	36	24	39,5	27,5	°	24	15,3
Andalousite	-	traces	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cordiérite	-	-	-	-	-	-	traces	-	-	0,7	21
Grenat	0,5	1	-	-	-	-	-	-	2	traces	10,8
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5	1,6
Hornblende	-	-	-	-	-	-	23	25	°	-	-
Diopside	-	-	-	-	-	-	-	-	22	-	-
Apatite	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,4	1	0,5	-	0,5	0,5
Min.opaques	0,5	0,5	0,5	0,2	0,5	-	1	1,5	-	1,6	0,5
Tourmaline	2	traces	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Divers	-	-	-	-	-	-	0,5 *(1)	-	1,5 *(2)	-	-

*(1)= épidote et zoisite

*(2)= essentiellement calcite, allanite, sphène et en très faible quantité, séricite.

Localisation

- 1 - Micaschistes, faciès phylliteux. Rive Nord de la Dordogne, barrage d'Argentat (Argentat U.T.M. 187/965). Prélèvement statistique.
- 2 - Micaschistes, faciès quartzofeldspathique. Rive Sud de la Dordogne, barrage d'Argentat (Argentat U.T.M. 179/953) Prélèvement statistique.
- 3 - Micaschistes, faciès quartzofeldspathique. « Leptynolite de la Cère » - Echantillon M. Donnot - 300 m à l'Est de Laval-de-Cère.
- 4 - Micaschistes, faciès phylliteux, Nord d'Ayguepanade, près de Madranges (Uzerche U.T.M. 953/343).
- 5 - Micaschistes, faciès phylliteux, au contact du granite (ibid).
- 6 - Micaschistes de La Bussière. (Bugeat U.T.M. 114/456).
- 7 - Amphibolite - Les Tours de Merle (Argentat U.T.M. 276/904).
- 8 - Amphibolite - Péret-Bel-Air (Meymac U.T.M. 252/369).
- 9 - Gneiss à pyroxène d'Eymoutiers (St-Léonard U.T.M. 030/659,5).
- 10 - Migmatites de Chastaing (Bugeat U.T.M. 102/565).
- 11 - Gneiss de Grand Janon (St Sulpice U.T.M. 138/870,5).

5- COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les numéros d'ordre correspondent à ceux des échantillons dont la localisation et la composition minérale viennent d'être données.

Pourcentages d'oxydes.

N° d'ordre	1	2	3	4	6	10	11
N° d'analyse	2224	2240	673	2200	2466	2463	2893
Analyste	S. Pignide	F. Cantagrel	Y. Chaleil	J. Orliac	F. Cantagrel	F. Cantagrel	F. Cantagrel
Date	1963	1963	1957	1963	1964	1964	1964
SiO ₂	66,15	68,30	68,95	46,00	65,45	70,05	63,45
Al ₂ O ₃	17,55	15,45	15,60	29,00	15,70	13,10	17,50
Fe ₂ O ₃	1,75	2,15	0,35	1,85	4,80	1,20	1,60
FeO	3,05	2,60	3,30	5,25	0,90	4,15	5,00
MgO	2,35	2,05	2,15	2,30	3,60	3,00	3,25
CaO	0,35	0,60	1,25	0,35	0,40	0,90	1,00
Na ₂ O	1,55	2,00	3,80	0,30	0,30	1,80	1,70
K ₂ O	4,80	3,60	2,55	9,00	2,80	3,35	4,80
TiO ₂	0,35	0,50	0,50	0,90	0,50	0,20	0,70
P ₂ O ₅	0,10	0,40	-	0,95	0,10	0,05	0,15
MnO	0,10	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	2,20	1,95	0,90	3,25	4,45	1,50	1,20
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,10	0,00	1,05	0,20	0,35
Total ...	100,50	99,90	99,55	99,20	100,10	99,45	100,75

Pourcentages ioniques

N° d'ordre	1	2	3	4	6	10	11
Si	63,60	66,40	65,10	44,60	66,30	67,90	60,45
Al	19,85	17,60	17,35	33	18,70	14,90	19,60
Fe ⁺⁺⁺	1,25	1,50	0,25	1,30	3,65	0,90	1,15
Fe ⁺⁺	2,40	2,10	2,60	4,25	0,80	3,40	3,95
Mg	3,40	2,95	3,00	3,35	5,45	4,35	4,65
Ca	0,35	0,65	1,25	0,35	0,40	0,90	1,05
Na	2,90	3,70	6,90	0,60	0,60	3,40	3,05
K	5,90	4,40	3,20	11,20	3,65	4,05	5,50
Ti	0,25	0,35	0,35	0,65	0,35	0,20	0,50
P	0,10	0,35	-	0,70	0,10	-	0,10
Mn	-	-	-	-	-	-	-
OH	14	13	6	21	30	9,50	8
O + OH	177	204	172	179	190	177	171

Normes

Norme C.I.P.W.

N° d'ordre	1	2	3	4	6	10	11
Quartz	32,94	38,70	28,74	2,46	47,98	38,10	25,68
Orthose	28,36	21,13	15,57	53,38	16,68	19,46	28,36
Albite	13,10	16,77	31,96	2,62	2,62	15,20	14,15
Anorthite	0,83	0,56	6,12	-	1,11	3,61	4,17
Corindon	9,49	8,06	4,28	18,67	11,73	5,20	8,06
Pyroxènes	9,60	7,48	10,45	13,88	9,00	13,70	14,70
Apatite	0,34	1,01	-	0,67	0,34	-	0,34
Minerais	3,16	3,93	1,37	4,22	6,22	2,32	3,69

Norme approchée

N° d'ordre	1	2	3	4	6	10	11
Quartz	37,10	41,10	33,18	7,80	47,28	44,00	18,93
Orthose	-	-	-	-	-	-	28,36
Albite	13,10	16,77	31,96	2,62	2,62	15,20	14,15
Anorthite	0,83	0,56	6,12	-	1,11	3,61	4,17
Biotite	13,44	11,20	14,67	18,68	15,22	19,10	-
Muscovite	28,51	20,04	9,55	60,50	11,95	11,15	-
Sillimanite	3,40	4,55	2,92	5,01	13,80	3,70	1,38
Cordierite	-	-	-	-	-	-	28,88
Apatite	0,34	1,01	-	0,67	0,34	0,34	0,34
Minerais	2,87	3,50	0,94	3,43	6,22	2,10	3,04

La composition chimique des schistes cristallins analysés paraît assez constante. Les prélèvements statistiques réalisés sur les affleurements des gorges de la Dordogne montrent que les différences sont peu sensibles entre les faciès « phylliteux » et les faciès « quartzofeldspathiques », confirmant en cela les données des analyses modales. Les variations dans l'aspect de ces roches tiennent surtout à des variations du grain, plus grossier dans les « micaschistes phylliteux ». Les « leptynolites » de la Cère et les micaschistes d'Ayguepanade, prélevés l'un et l'autre aux abords immédiats du granite, s'écartent nettement de la moyenne, les unes par leur richesse en plagioclase, les autres par leur richesse en micas. Il est probable que le mode de prélèvement ponctuel est à l'origine de ces écarts et que ces roches se rapprochent des limites de la fourchette qui encadre les compositions des schistes cristallins. Les compositions chimiques des migmatites de Chastaing et des gneiss de Grand Janon, ne s'écartent pratiquement pas de la composition moyenne des micaschistes d'Argentat, dont les paragenèses sont pourtant bien différentes. Malgré tout l'intérêt d'une étude des amphibolites et des gneiss à pyroxène, elle n'a pas pu être abordée dans le cadre de ce travail.

II - LE GRANITE PORPHYROÏDE ORIENTÉ ET LES MIGMATITES ASSOCIÉES - LES MIGMATITES SODIQUES.

1- FACIES ET CONSTITUANTS MINÉRAUX.

Le granite porphyroïde orienté forme les deux grands massifs de Royère au Nord, et de Bujeat-Egletons au Centre. On le retrouve « en pointillé » dans la vallée de la Maronne et les plateaux avoisinants entre la Maisonneuve et le Gour Noir.

Il est caractérisé par sa richesse en biotite et par de grands cristaux d'orthose, très souvent alignés ainsi que par la fréquence des enclaves gneissiques comme l'avait remarqué G. Mouret. L'orientation de sa trame micacée, de ses feldspaths et des enclaves est de 120° environ dans la bande de la Maronne, dans la plus grande partie du massif de Bujeat-Egletons, et dans l'extrême Sud et le Nord-Est du massif de Royère. Le long de la zone mylonitique de Sarrans, suivie approximativement par la faille de Pradines, il prend une orientation à 170° et il est orienté Nord-Sud dans le Nord-Ouest du massif de Royère comme les septums qu'il contient. Il est associé à des migmatites ocellées qui n'en diffèrent que par la forme des feldspaths.

Dans les zones de laminage de Bourganeuf, il prend, avec les leucogranites, un faciès oeilé et, à la limite, se transforme en phyllonites grises. Le long de la bande de phyllonites de Sarrans-Nespoux, dont il est séparé par les micaschistes, il paraît peu affecté par la schistosité de fracture alors que sur le trajet de la faille de Pradines, il est fortement cataclastique.

La composition minérale est assez variable du fait de la répartition hétérogène des grands cristaux d'orthose. Qualitativement, il est formé de quartz globuleux ou interstitiel, de plagioclases à tendance automorphe dont la composition déterminée optiquement oscille entre An₁₅ et An₃₀. Ces plagioclases sont très souvent entourés d'une frange de myrmékitite. Le feldspath potassique est toujours microperthitique. Dans le faciès très orienté de Sarrans, il s'agit d'une orthose dont les caractéristiques sont :

$$- 2V = 54^{\circ}$$

$$P = 0.$$

$$\% Ab = 16,10 \text{ (Analyse 3192, J. Orliac, 1965).}$$

Ailleurs, l'angle d'axe reste voisin des valeurs 55° et 60°.

Très riche en biotite, il renferme souvent une proportion non négligeable de muscovite et dans la zone de Rempnat-Soubrebost, il contient, comme ses enclaves, de la cordiérite et du grenat.

Très différentes sont les *migmatites claires*, à faciès d'embréchites oeilées ou rubanées des vallées de la Maronne et de la Cère dans le Sud du Massif. Comme le granite porphyroïde orienté et les migmatites qui l'accompagnent, elles sont orientées NE-SW, contiennent des enclaves de micaschistes, et sont recoupées par les granites leucocrates. Elles sont riches en muscovite qui présente de très belles associations symplectiques avec le quartz. Les plagioclases sont sodiques avec une composition comprise entre An₀ et An₁₀ et très souvent myrmékitiques. Les feldspaths potassiques, microperthitiques, sont très poecilitiques et souvent moirés.

2- COMPOSITIONS MINÉRALES

Type de roche	Granite	Migmatite	Migmatite enclavée	Migmatites claires	
N° d'ordre	1	2	3	4	5
Quartz	23	35	34,5	49 - 32	37,5
Plagioclases	33	30,5	30	20,5- 31,5	29,2
F. potassiques	28	15	8,5	14 - 20,5	18,2
Biotite	14	18	19,5	8 - 7	3,8
Muscovite	0,9	0,2	7	8 - 8,5	11
Apatite	0,3	0,6	0,3	0,5	0,3
Min. opaques	0,6	0,5	0,2	négligeable	négligeable
Divers	0,2	0,2	-	-	-
Indices SAT	27	41	47,4	58 - 38	44,5
de COL	15,1	19	20	8,5- 7,5	4,1
Jung et Brousse FEL	46	33	22	100- 100	100

Localisation :

- 1 - Granite porphyroïde orienté, 2km au Nord de Sarrans - (Meymac U.T.M. 174/313).
- 2 - Migmatites à biotite associées au granite porphyroïde, 1,5 km à l'Est de Bugeat, sur la Vézère (Bugeat U.T.M. 180/500).
- 3 - Migmatites à biotite enclavées dans le leucogranite de Pérols - Carrière de Pérols (Bugeat U.T.M. 195/496,5).
- 4 - Migmatites claires de la Maronne. Prélèvement statistique. Pont des Tours de Merle (Argentat U.T.M. 275/905 - 276/904,5).
- 5 - Migmatites de la Cère. Galerie de l'Escaumel à l'Ouest de Lamativie. En aval du puits de l'Escaumel (Saint-Céré 238/788).

Le granite porphyroïde orienté appartient dans la classification de Jung et Brousse au genre des granites monzonitiques. Son indice feldspathique dépend de la densité des grands cristaux d'orthose perthitique qui varie considérablement et peut localement être inférieure à 20 %, ce qui le conduit dans le groupe des granodiorites. Appliqués aux migmatites à biotite ces indices les placent parmi les granodiorites.

Les migmatites sodiques, elles, s'éloignent considérablement de cet ensemble du fait, non de leurs plus grandes teneurs en feldspaths potassiques mais de la présence d'albite au lieu d'oligoclase qui permet de les classer dans le groupe des granites alcalins.

3- COMPOSITIONS CHIMIQUES

Pourcentages d'oxydes et pourcentages ioniques.

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	N° d'ordre	1	2	3	4	5	6		
N° analyse	2882	634	633	1281	1310	2238	N° analyse	2882	634	633	1281	1310	2238		
SiO ₂	66,90	66,60	70,25	67,90	66,00	74,80	Si	62,20	61,85	65,85	64,00	61,50	70,40		
Al ₂ O ₃	17,80	17,35	15,65	16,50	16,60	13,15	Al	19,60	18,95	17,20	18,40	18,20	14,90		
Fe ₂ O ₃	0,60	0,20	0,60	0,45	0,95	0,80	Fe ⁺⁺⁺	0,45	0,10	0,45	0,35	0,65	0,55		
FeO	2,10	3,10	1,60	2,60	2,35	1,00	Fe ⁺⁺	1,60	2,40	1,25	2,05	1,80	0,80		
MgO	1,55	2,20	1,10	2,00	2,40	0,95	Mg	2,10	3,05	1,50	2,85	3,35	1,35		
CaO	2,30	2,50	1,55	2,55	2,30	0,50	Ca	2,05	2,50	1,55	2,55	2,30	0,50		
Na ₂ O	3,20	3,70	3,40	3,00	3,45	3,60	Na	5,80	6,70	6,20	5,45	6,25	6,55		
K ₂ O	4,70	3,50	4,85	3,30	4,70	3,80	K	5,60	4,10	5,85	4,00	5,60	4,50		
TiO ₂	0,30	0,50	0,25	0,30	0,20	0,15	Ti	0,20	0,35	0,15	0,24	0,15	0,10		
P ₂ O ₅	0,15	nd	nd	0,15	0,25	0,40	P	0,10	-	-	0,11	0,20	0,35		
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	Mn	-	-	-	-	-	-		
H ₂ O ⁺	0,35	0,55	0,45	0,75	0,85	0,75	OH	2	3	3	4,7	5,25	4,7		
H ₂ O ⁻	0,15	0,05	0,20	0,15	0,05	0,05	O + OH	167	162	170	172	168	175,5		
Total	100,20	100,30	99,95	99,70	100,15	100,00	Niggli	si	286	269	338	297	266	435	
C.I.P.W.	p	1*	1(II)	I	1(II)	I		al	45	41,4	44,5	42,3	39,4	46	
	q	4	4	4	3*	4		3*	fm	19,30	24,2	16,4	24,2	25,4	16,65
	r	2	2*	2	2*	2		1	c	9,50	10,8	8,2	11,7	9,9	3,15
	s	3	3(4)	3	3*	3		3*	alk	26,20	23,5	30,9	21,7	25,4	34,20
							k	.49	.38	.48	.42	.47	.41		

Normes

Norme C.I.P.W.							Norme approchée						
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	N° d'ordre	1	2	3	4	5	6
N° Analyse	2882	634	633	1281	1310	2238	N° Analyse	2882	634	633	1281	1310	2238
Q	22,56	20,82	25,86	28,14	18,66	37,62	Q	26,10	26,28	28,38	32,88	23,64	39,48
Or	27,80	20,57	28,91	19,46	27,80	22,24	Or	11,12	3,89	19,74	1,67	13,90	9,73
Ab	27,25	31,44	28,82	25,15	29,34	30,39	Ab	27,25	31,44	28,82	25,15	29,34	30,39
An	9,45	12,51	7,78	11,68	9,73	0,00	An	9,45	12,51	7,78	11,68	9,73	0,00
Cor	3,98	2,86	1,84	3,77	2,24	3,47	Bi	9,09	14,67	6,82	12,80	12,42	4,88
Pyr	6,57	10,25	4,68	8,83	9,04	3,32	Mu	15,92	11,20	7,15	14,30	8,75	13,50
Ap	0,34	-	-	0,34	0,67	1,01	Ap	0,34	-	-	0,34	0,67	1,01
Min	1,54	1,14	1,39	1,31	1,85	1,46	Min	1,25	0,71	1,17	1,02	1,63	1,32

Types de roches et localisation :

- 1- Granite porphyroïde orienté, 2km au Nord de Sarrans - (Meymac U.T.M. 174/ 313). Analyse 2882 - F. Cantagrel, novembre 1963.
Composition minérale n° 1.
- 2- Granite porphyroïde orienté - Carrière du Pilar - Borie d'Egletons - Echantillons M. Donnot 1957 - Analyse 634 - Y. Chaleil, 1956.
- 3- Granite porphyroïde à biotite - 1 km Est de Faux-la-Montagne - N692 - Echantillon M. Donnot 1957 - Analyse 633 - Y. Chaleil, 1956.
- 4 - Migmatites schisteuses à biotite, marginales, Route de Sarrans à Saint-Yreix Echantillon Razafiniparany (1960) - Analyse 1281. S. Pignide, 1960.
- 5- Granite d'Egletons faciès orienté. Carrière de l'Abattoir à Egletons - Echantillon Razafiniparany, 1960 - Analyse 1310 ; S. Pignide, 1960.
- 6- Migmatites sodiques de la Maronne. Prélèvement statistique - Pont des Tours de Merles (Argentat U.T.M. 275/905 - 276/904,5) - Composition minérale n° 4. Analyse 2238, F. Cantagrel, octobre 1963.

Leurs compositions chimiques permettent de classer les granites porphyroïdes orientés et les migmatites qui leur sont associées parmi les granites calco-alcalins. Elles sont proches des compositions des micaschistes d'Argentat, des migmatites à sillimanite de Chastaing, et des gneiss à cordiérite-sillimanite et grenat de Grand Janon.

La silice, l'alumine, la potasse demeurent en proportions équivalentes dans les granites et dans les schistes cristallins. Dans les granites la teneur en soude s'accroît de 2% environ, et la teneur en chaux de 1%, alors que les ferromagnésiens et l'eau subissent une baisse de teneur qui compense approximativement l'enrichissement en soude et en chaux.

A. Razafiniparany (1960) a constaté que les enclaves gneissiques contenues par le granite porphyroïde d'Egletons sont moins riches en silice et en potasse que le granite, alors que la teneur en soude est équivalente. Plutôt que l'apport de silice et de potasse lié à la granitisation, qu'il suppose, il me semble préférable d'envisager, soit un appauvrissement des enclaves en silice et en potasse, soit encore une différence initiale entre la composition des enclaves et celle de la moyenne des schistes cristallins.

En définitive, la transformation sur place des schistes cristallins en granite porphyroïde orienté, avec conservation des anciennes structures admises par tous les auteurs et que A. Razafiniparany, après J. Didier et M. Roques (1960) appelle « granitisation directe » ne pose pas de problème de bilan chimique pour les feldspaths potassiques. Ils sont en puissance dans les termes les plus métamorphiques.

Reste le bilan de la soude, de la chaux et des ferromagnésiens. Les plus fortes teneurs en plagioclases du granite et sa moins grande richesse en ferromagnésiens obligent à envisager dans le cas d'une granitisation directe, une métasomatose à double sens (J. Didier et M. Roques 1963).

C - LES LEUCOGRANITES ET LEURS ENCLAVES

I - LES TYPES

Ils ont été décrits plus haut et placés dans leur contexte. Je rappelle ici leurs principaux caractères.

1 - LE GRANITE D'EYREIN - LES GRANITES DE TRANSITION ET LE GRANITE GRIS.

Le granite d'Eyrein occupe la plus grande partie des zones Ouest et Sud du massif. Son grain est variable. Aplitique près des bordures où le granite se trouve en contact normal avec les schistes cristallins, il grossit avec l'éloignement de ce contact. Sa texture et sa structure sont également différentes selon les localisations. Il présente très souvent une orientation linéaire, due à une disposition en zone des muscovites losangiques. Aux abords des grands accidents cette linéation laisse place à une schistosité d'abord peu serrée (fig. 6, pl. XI). La texture devient ensuite ocellée, enfin, très progressivement, les plans de schistosité se rapprochent au point de donner un véritable schiste, une phyllonite. Le granite d'Eyrein est, dans la plupart des cas, d'une teinte blanc beige uniforme. On constate dans les coupes profondes données par les vallées de la Dordogne, de la Maronne et de la Cère, que les échantillons frais peuvent être légèrement gris ou franchement roses et que ces teintes pâlisent progressivement jusqu'à disparaître au niveau des granites altérés des plateaux. Près des panneaux internes de schistes cristallins le granite est riche en loupes de fibrolite. Ces loupes disparaissent très vite et laissent place, plus loin, à des petites lentilles micacées, ou à des concentrations très ténues de biotite qui donnent un léger « fil » au granite. Près des contacts avec le granite porphyroïde apparaît un faciès analogue que j'appellerai *faciès de transition* (fig. 6, pl. IX). Ce faciès contient souvent des enclaves summicacées allongées avec des micas orientés selon l'allongement de l'enclave et disposées sans ordre sur les sections perpendiculaires (fig. 4, pl. X). On retrouve ici la disposition en zone observée dans le granite lui-même. Loin des contacts avec les schistes cristallins ou le granite porphyroïde orienté, le granite d'Eyrein contient, en plus des petites loupes de biotite, de rares enclaves surmicacées équantes et de structure lamprophyrique. Enfin, dans la carrière des Estourocs près de la Maronne, j'ai pu observer une enclave compacte, de grain très fin, à andalousite, cordiérite, sillimanite et corindon.

Indépendamment de la linéation vraisemblablement congénère de la schistosité tectonique, indépendamment aussi du « fil » des faciès de transition, apparaît un joint parallèle à la surface et selon lequel le granite se débite en dalles d'autant plus minces que la surface topographique est plus proche (fig. 3, pl. IX). J. Cogné (renseignement oral) attribue ce joint à un phénomène de détente.

Près des micaschistes de bordure, le granite du type Eyrein est quelquefois greisenisé. A Ayguepanade il est également kaolinisé et il a été autrefois exploité à ce titre. Le granite gris présent en enclaves dans le granite d'Eyrein (fig. 5, pl. X) se rapproche beaucoup de la phase granitique qui apparaît dans les migmatites, entre les feuilletés micacés (fig. 3, pl. XI). Il est, en moyenne, plus riche en biotite que les faciès précédents.

2 - LE GRANITE DE PEROLS

Il occupe la partie axiale du massif où il est intrusif dans le granite porphyroïde orienté, qu'il enclave (fig. 3, pl. X). Des faciès comparables recoupent au Sud, les migmatites sodiques. Son grain, comme celui du granite d'Eyrein, est très variable. La belle teinte

rose du granite de la carrière de Pérols disparaît près de la surface où il devient blanc-crème comme le granite d'Eyrein. La présence de petites lentilles micacées, la forme losangique de la muscovite ajoutent encore à la ressemblance.

3- LE GRANITE A CORDIERITE

Son aire est limitée à la zone Nord-Est du massif. Il recoupe le granite porphyroïde orienté de la même manière que le granite du type Pérols auquel il passe d'ailleurs de façon progressive. La cordiérite associée au quartz, forme des nodules de taille variable (fig. 4, pl. IX). L'aspect est très proche de celui des aplites frangeantes de la Pierre-qui-Vire, avec cependant, un grain nettement plus grossier.

4- LE GRANITE DE GIOUX

Il est localisé dans la zone Est et Nord du massif. Avec lui on retrouve les faciès d'Echassières et de la Pierre-qui-Vire. Il en a la texture équate, la teinte rose quand il est très frais, les quartz globuleux, et présente, comme eux, des faciès hétérogranulaires à quartz dihexaédriques (fig. 6, pl. XII). Il renferme aussi de petites loupes surmicacées. Comme le granite d'Eyrein, il acquiert, près des grands accidents de bordure une texture ocellée et, à la limite, donne des phyllonites particulièrement développées dans la région de Saint-Quentin et le long de l'accident de Saint-Michel-de-Veisse. Il subit localement une greisenisation incomplète (fig. 5, pl. XI).

II- ETUDE PETROGRAPHIQUE

1- LES MINERAUX CONSTITUANTS ET LEURS RELATIONS

Le quartz. Dans l'ensemble des types il se présente en globules polycristallins de quelques mm, ou en inclusions sphériques de 0,10 mm à l'intérieur des feldspaths. Les formes dihexaédriques n'existent que dans les granites hétérogranulaires et les rares aplites porphyriques associées aux granites de Gioux.

Très sensible à la schistosité de fracture qui affecte les granites le long des accidents, il se fragmente et s'allonge entre les feldspaths et les micas.

Les cristaux globuleux contiennent de nombreuses inclusions aciculaires dont certaines, tubulaires, et d'allongement négatif, sont vraisemblablement des apatites. Dans les granites de transition chargés de loupes de sillimanite aux abords des septums de schistes cristallins, il contient des aiguilles très fines d'allongement positif, et de biréfringence nette malgré la faible épaisseur du minéral qui pourrait être une fibrolite. Enfin, plus rarement, le quartz renferme des aiguilles de tourmaline.

L'analyse thermique différentielle, de quelques échantillons de quartz a été réalisée sur les installations du B.R.G.M.; elle montre que la courbe fournie par le quartz du granite de Gioux est proche de celle que donnent les quartz du granite d'Echassières duquel il se rapproche par tout un ensemble de caractères.

Les quartz des granites de Madranges (type Eyrein à grain fin) et de Pérols, s'inversent à la même température, et de manière aussi brutale que le quartz étalon extrait de la protogène du Mont Blanc. Il s'agit là pour le faciès Pérols et le faciès Eyrein d'une caractéristique commune supplémentaire.

Les feldspaths potassiques. En général, il s'agit de perthites à films très fins d'albite parfois accompagnées de microcline comme dans les leucogranites de la Margeride.

Les inclusions de quartz sont nombreuses. Il s'y ajoute des fibres de sillimanite dans les granites intermédiaires à proximité des septums internes. (fig. 5, pl. XII). Les micropegmatites existent dans le granite de Gioux et dans les faciès fins de bordure du granite du type Eyrein. Les phénomènes d'albitisation, comparables à ceux que j'ai décrits dans les granites d'Echassières et de la Pierre-qui-Vire sont fréquents.

Les caractéristiques des feldspaths potassiques de plusieurs échantillons représentant les principaux faciès du massif ont été déterminées. Les mesures de P ont été réalisées par Mme J. Mergoil.

Type et localisation	- 2 V	P	% Or.	N° Analyse	Analyste
Granite du type Eyrein					
Madranges (Uzerche 053/343)	54-58 et 80	17	83	3189	J. Orliac 1965
Fraysselines (Meymac 083/343)	60-65	0	79,50	3162	- .
Le Compeix (Royère 123/821)	62-65	27	76,60	3188	- .
Granite du type Pérols					
Pérols (Bugeat 195/495)	64-75	67	82,50	3185	- .
Granite à cordiérite					
Le Grand-Janon (St-Sulpice 138/870,5)	56	0	72,50	3190	- .
Granite du type Gioux					
Gioux (Royère 320/733)	60	20	70,30	3186	- .
Millevalches (Bugeat 312/529)	70-72	53	83,60	3187	- .

Ces données sont conformes au diagramme établi par O.F. Tuttle (1952) et placent les feldspaths potassiques des granites du Millevalches dans la zone des *microclines intermédiaires* qui joint l'orthose de composition Or 75 et d'angle d'axe -60° , au microcline maximum de composition Or 90 et d'angle -72° .

Les plagioclases. Ils sont exprimés dans tous les faciès, en cristaux de taille très variable. Ils changent progressivement de composition du centre vers les bords. Les macles sont du genre albite et, plus rarement, péricline. Les plagioclases du granite de type Eyrein ont des compositions variant de An 20 à An 0. *La myrmékite est particulièrement abondante aux abords des septums internes ou du granite porphyroïde dans les granites de transition.*

Dans le granite du type Gioux, les variations de la teneur en anorthite sont plus faibles et les valeurs limites sont An 15 et An 0. *La myrmékite est exceptionnelle.*

Dans les granites du type Pérols, les granites à cordiérite et les granites gris, ils sont assez nettement plus calciques avec des valeurs atteignant An 25. *La myrmékite est aussi abondante que dans les faciès de transition.*

La biotite est présente partout avec ses inclusions habituelles de zircon et d'apatite. Elle est parfois « décolorée » de la même manière que les biotites de la Pierre-qui-Vire.

La muscovite. Elle est souvent, surtout dans le type Pérols, interstratifiée avec la biotite. Le plus souvent, elle constitue des plages isolées, *losangiques*, particulièrement bien formées dans les faciès orientés des granites du type Eyrein et du type Pérols, ainsi que dans les loupes surmicacées qu'ils contiennent où elle atteint souvent 1 cm. Dans le granite du type Gioux où elle est moins bien formée, elle apparaît, au microscope, entourée de l'association symplectique de quartz et de muscovite, souvent décrite auparavant. Cette forme de la muscovite n'apparaît pas dans les leucogranites en massifs circonscrits, comme ceux d'Echassières ou de la Pierre-qui-Vire. Il se peut qu'elle soit liée à un des deux caractères propres aux leucogranites

du Millevaches, à savoir, la mise en place syntectonique, ou la proximité de la zone d'anatexie. Les angles d'axes des muscovites varient entre - 32° et - 40°. Il semble qu'en général l'angle d'axe des muscovites losangiques soit plus élevé que celui des muscovites xénomorphes.

En même temps que les muscovites des principaux faciès de granite celles des micaschistes de Madranges, au contact du granite, et celles de la zone greisenisée qui les sépare du granite ont été analysées.

	Pourcentages d'oxydes							*Formules sur la base de 24 (O. OH).														
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7							
SiO ₂	45,80	45,90	45,00	44,40	46,90	45,20	50,30	Z	Si	6,334	6,091	5,990	5,992	6,324	6,072	6,567						
Al ₂ O ₃	31,70	34,10	34,20	33,40	31,90	33,15	30,70		Al	1,666	1,909	2,010	2,008	1,676	1,928	1,433						
Fe ₂ O ₃	2,20	1,50	1,90	2,20	2,00	2,15	1,20	Y	Al	3,504	3,409	2,263	3,287	3,461	3,298	3,285						
FeO	0,40	0,73	1,30	1,60	0,40	1,05	0,35		Fe ³⁺	0,216	0,143	0,192	0,227	0,210	0,210	0,125						
MgO	1,70	2,20	1,90	2,30	1,80	2,90	1,90		Fe ²⁺	0,050	0,080	0,144	0,178	0,048	0,121	0,039						
									Mg	0,349	0,438	0,375	0,461	0,364	0,580	0,368						
									Ti	0,066	0,056	0,064	0,065	0,065	0,064	0,078						
CaO	2,35	1,10	0,00	0,40	1,10	1,40	0,00	X														
Na ₂ O	0,80	0,70	0,50	0,50	0,90	0,40	0,65		Ca	0,124	0,111	0,000	0,057	0,089	0,121	0,000						
K ₂ O	9,50	7,40	9,00	9,00	10,00	7,70	8,20		Na	0,216	0,175	0,128	0,129	0,243	0,097	0,165						
									K	1,679	1,257	1,533	1,554	1,716	1,322	1,364						
TiO ₂	0,60	0,55	0,60	0,60	0,60	0,60	0,80		OH	3,275	4,33	4,47	4,13	3,465	4,032	4,545						
P ₂ O ₅	1,30	0,35	0,00	0,00	0,40	0,35	0,00	%Paragonite								11,40	12,20	7,70	7,7	14,40	6,80	10,8
MnO	tr.	tr.	0,05	0,05	tr.	0,10	0,05	*L'apatite calculée à partir de P ₂ O ₅ a été éliminée.														
H ₂ O ⁺	3,55	4,90	5,05	4,60	3,85	4,50	5,20															
H ₂ O ⁻	0,00	0,05	0,30	0,30	0,00	0,50	0,60															
Total...	99,85	99,55	99,30	99,35	99,85	100,00	99,95															

- 1 - Granite équant à traînées surmicacées, type intermédiaire (Meymac 176,5/ 366,5).
Analyse 2951 - F. Cantagrel, 1964.
- 2 - Granite de Fraysseline, type Eyrein (Meymac 083/ 343).
Analyse 2040 - J. Orliac, 1962.
- 3 - Greisen de Madranges (Uzerche 053/ 343) .
Analyse 2249 - J. Orliac, 1963.
- 4 - Micaschistes de Madranges (- ibid -).
Analyse 2248 - J. Orliac, 1963.
- 5 - Granite du Compeix, type Eyrein (Royère 123/ 821).
Analyse 2950 - F. Cantagrel, 1964.
- 6 - Granite de Millevaches, type Gioux (Bugeat 312/ 529).
Analyse 2571 - S. Pignide, 1964.
- 7 - Granite de Pérols (Bugeat 195/ 495) .
Analyse 2250 - J. Orliac, 1963.

La plupart de ces formules apparaissent fortement déséquilibrées, le nombre d'atomes de la couche X n'étant pas égal à celui des atomes d'aluminium tétracoordonné. De plus, trois muscovites, celles du granite intermédiaire, du granite de Compeix et du granite de Pérois, se rapprochent des phengites par le taux de substitution de la couche X. Enfin, pour les muscovites des micaschistes et des greisenés de Madranges, ainsi que pour celles du granite du type Gioux, la teneur en soude est très inférieure à la moyenne.

La cordiérite. Dans les granites elle n'a pas la fraîcheur, ni les macles qu'elle présente dans les gneiss de Grand-Janon. Elle est généralement pinitisée en totalité.

Le grenat est parfois associé à la cordiérite dans les granites du Nord du massif. Il contient des inclusions de quartz. On le trouve également dans les aplites qui injectent les schistes cristallins à la périphérie du massif.

L'apatite est présente partout, soit en aiguilles, soit en globules. Elle est particulièrement abondante dans les granites du type Pérois ainsi que dans les granites d'Eyrein en bordure des schistes cristallins périphériques.

Les minéraux opaques, le zircon, l'allanite, sont présents dans tous les faciès, et plus abondants dans le type Pérois comme l'avaient remarqué M.J. Pavillon et J.J. Risler (1960).

La tourmaline, fréquente dans les aplites des bordures, est pratiquement inexistante ailleurs.

La sillimanite, enfin, se trouve seulement dans les granites de transition, à proximité immédiate des septums schisteux. Elle est incluse dans les feldspaths (fig.4, pl. XII), les quartz et surtout les muscovites. Elle peut être considérée comme héritée des loupes de fibrolites qui s'émiettent dans les leucogranites.

3 - COMPOSITIONS MINÉRALES.

Les granites de transition et leurs enclaves.

Type de roche	Gran.	Encl.	Granite gris		Gran.	Encl.	Gran.	Gran.	Gran.	Encl.	Gran.	Encl.	Gran.	Encl.	Encl. Encl.		
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Quartz	32,5	49	29,5	29,4	30,5	46	28	34	34,7	57,5	31	34,5	31,7	49 - 32	45	76,5	
Plagioclases	19,5	13,8	27,5	28,4	27	11,6	22,5	23	24,2	6	21,5	22	30,8	20,5 - 31,5	24	18	
F. potassiques	36,5	13,7	27,1	32,5	30	10,6	30,5	13	28,3	6,8	37,2	32	21	14 - 20,5	-	-	
Biotite	9,3	16,3	11,2	5,4	5,9	24	8	14	2,4	20,3	3,1	7,2	7,2	8 - 7	17	4,5	
Muscovite	0,5	1,5	3	2,7	5,9	2,7	8,5	13	9,3	10	6,5	3,7	8,6	8 - 8,5	13	-	
Sillimanite	0,2	4,4	0,4	-	-	2,3	2	1,5	tr	4,4	tr	0,2	-	-	-	-	
Cordiérite	1,0	tr	-	-	tr	0,7	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	
Apatite	0,5	0,6	0,8	0,7	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3	0,2	
Min. opaques et Divers	-	0,7	0,5	0,9	0,4	1,6	0,2	1,0	0,6	0,5	0,4	0,1	0,2	-	0,7	0,3	
Indices Jung et Brousse	SAT	36,5	64	35,6	32,5	35	67	34,5	48,5	39,7	90	34,5	39	38	58 - 38	65	81
	COL	10,8	17,6	12,9	7	6,6	26,8	8,5	15,5	3,5	21,3	3,8	7,5	7,9	8,5 - 7,5	18	5
	FEL	65	50	50	53,5	53	48	58	36	54	12	64	59	40,5	100	0	0

Localisation :

- 1 - Granite à loupes surmicacées de Mourières. Route D.97, au Nord de Bugeat - Bugeat 160,5/515.
- 2 - Enclave à sillimanite - même localisation.
- 3 - Granite gris en nuages dans les migmatites - même localisation.
- 4 - Granite gris, en traînées dans le granite porphyroïde - même localisation.
- 5 - Granite à fil de biotite de Chastaign (Bugeat 102/566).
- 6 - Enclave de migmatites à sillimanite de Chastaign (composition déjà donnée en p.) -ibid-.
- 7 - Granite à loupes de sillimanite, l'Eglise-aux-bois (Bugeat 066/558,5).
- 8 - Granite à fil de biotite et sillimanite, Saint-Hilaire-les-Courbes. (Bugeat 095/520).
- 9 - Granite équant du type Gloux, à traînées surmicacées. RN 691 - Pont sur la Corrèze - (Meymac 176,5/366,5).
- 10 - Loupe micacée à sillimanite - ibid.
- 11 - Granite de Montceau (Bugeat 128/489).
- 12 - Migmatites de Montceau - ibid.
- 13 - Granite à fil de biotite des Tours de Merle (Argentat 276/904).
- 14 - Migmatites sodiques des Tours de Merle (constitution déjà donnée en p. 195).
- 15 - Enclave de micaschiste (Argentat 210 - 272).
- 16 - Enclave de leptynite -ibid.

Les granites de transition et leurs enclaves (suite).

Type de roche	Gran.	Enclaves schisteuses			Granite gris et enclaves sphériques surmicacées				Gran.	Granite à fil de biotite				Enclaves surmicacées		Gran. gris
N° d'ordre	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Quartz	35,2	21	14	31,5	26,5	30,5	24,5	15,5	32	23	41	35	36	29,5	36	29
Plagioclases	27,2	31	14	36	47	41,3	45	44,5	22,2	30	28,5	25	36,5	35,5	31	23,5
F. potassiques	24	-	4	9	-	11,2	-	-	29	36,2	24	35,3	21,5	-	-	29,5
Biotite	8,1	25	31	20,5	21,5	15,4	28,5	36,5	11,7	4,6	3	1,4	3,2	34,5	32	(Chlor.) 5,6
Muscovite	4,2	0,5	16	2	1,5	0,9	-	-	4,2	5,8	3,2	3	2,0	-	0,5	11,5
Illite	-	1,5	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cordierite	-	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatite	0,5	0,5	0,3	0,6	1,5	0,3	1,5	3	0,6	0,4	0,2	0,2	0,3	0,5	0,5	0,6
Minéraux opaques et divers	0,8	0,5	0,3	0,4	2	0,4	0,5	0,5	0,3	-	0,1	0,1	0,5	-	-	0,3
Indices Jung et Brousse	SAT	40,5	29	44	41	36	37	35	26	38,5	26	44	37	38,5	45	54
	COI.	9,4	26	31,5	21,5	25	16,1	30	40	12,5	5	3,5	1,7	4	35	32,5
	PBL	47	9	23,5	20	9	21,5	0	0	56,5	54,5	45,5	58	37	0	55

Localisation :

- 17 - Granite à fil de biotite de Corrèze - Pont sur la Corrèze (Meymac 122/242).
- 18 - Enclave gneissique - N.D. du-Salut, Corrèze (Meymac 124/253).
- 19 - Enclave gneissique surmicacée - Ibid.
- 20 - Enclave surmicacée sphérique - bords à grain moyen de l'enclave - Pont sur la Corrèze (Meymac 122/242).
- 21 - Enclave surmicacée sphérique - centre à grain fin de l'enclave - Ibid.
- 22 - Enclave à grain moyen de type « granite gris » - 2 km au Sud de Corrèze - Route D 26 (La Roche-Canillac 120 - 230).
- 23 - Enclave surmicacée à grain moyen - bords de l'enclave - Ibid.
- 24 - id - Centre de l'enclave.
- 25 - Granite porphyroïde de Sarrans à proximité du granite à traînées surmicacées n° 7 (Meymac 180/350).
- 26 - Granite de transition - Passage à niveau de Beynat - Station d'Ambrugeat - (Meymac 268/434).
- 27 - id .
- 28 - id .
- 29 - id . - près du croisement de Beynat (Bugeat 265/439).
- 30 - Enclave surmicacée à micas en zone dans le granite de Beynat (Bugeat 264-439).
- 31 - Enclave surmicacée sphérique - Ibid.
- 32 - Granite gris en lits dans les migmatites de Gourdon (Bugeat 135/458).

Les granites du type Eyrein et leurs enclaves.

Type de roche		Gran.	Encl.	GRANITES							Enclaves surmicacées		Gran. gris
N° d'ordre		33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
Quartz		35,2	6	32	43	37,3	41,2	39,5	31	31,3	29	-	34,5
Plagioclases		24	-	28,3	12	24,2	20	25	27,2	31	43,5	68,5	40,5
F. potassiques		26,2	-	32	17,5	22,3	28	21,4	30,5	35	°	-	15,4
Biotite		3,1	77,3	0,2	0,5	3,1	2,5	2,0	3,3	2,3	25,5	20	5
Muscovite		10,9	13,2	7,0	26,5	12,6	8	11,3	7,3	0,2	-	-	3,3
Hornblende		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,2	-
Apatite		0,3	2,4	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	1	2	1
Minéraux opaques et divers		0,3	1,1	0,2	Grenat	-	-	0,5	0,2	-	1	1,3	0,3
Indices Jung et Brousse	SAT	41,5	100	34,5	52	44,5	46	46	35	32,5	39,5	0	38
	COL	3,7	80,8	0,7	1	3,6	3	2,8	4	2,5	27,5	31,5	6,3
	FEL	100	0	63	59	48	58	46	53	53	0	0	27,5

Localisation :

- 33 - Granite d'Eyrein - Carrière sur la RN 89 près de Montagnac - Saint-Hippolyte (La Roche Canillac 194/231).
- 34 - Loupe surmicacée - ibid -
- 35 - Granite de Madranges à grain fin au contact des micaschistes près d'Ayguepanade (Uzerche 053 - 342).
- 36 - Bordure greisonisée du granite (ibid.)
- 37 - Granite de Fraysseline - (Meymac 082 - 343).
- 38 - Granite de Triviaux - (Meymac 075/376).
- 39 - Granite de Velx, équant, à gros grain - (Meymac 092/400).
- 40 - Granite du Compeix - Carrière Nourrisseau (Royère 123/821).
- 41 - Granite équant, à grain fin - Saint-Pardoux la Croisille - (La Roche-Canillac 200,5/105).
- 42 - Enclave surmicacée sphérique à oligoclase - Ibid.
- 43 - Enclave surmicacée sphérique de structure doléritique, à labrador - Saint-Priest-de-Gimel La Roche-Canillac (115/163).
- 44 - Enclave de granite gris, aux abords d'un panneau de migmatites - RN 678, 1 km à l'Est de Viellemar (La Roche-Canillac - 153/152).

Les granites du type Eyrein et leurs enclaves (suite).

Type de roche		Gran.	Encl. migm.	Encl. micasch.	Encl. gr. gris	Gran.	Encl. Gr. gris	Gran.	Encl.	Gran.	Enclaves micaschistes		Gran. schist.
N° d'ordre		45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
Quartz		34,5	44,2	30	40	25	36	34,3	1,5	32	32,2	54,6	39,8
Plagioclases		28,5	26,2	34,2	27	33	26	27,5	3	29,4	13,4	31,0	19,6
F. potassiques		30	16,3	-	24	35	27,7	25,1	-	23	-	-	25,4
Biotite		2,2	5,6	35	5,5	5	8,5	1,7	Chlor. 43	Chlor. 4,9	26	13,8	5,5
Muscovite		4,6	7,4	-	3,2	1,5	1	10,5	43	10,3	28,2	0,2	9,0
Gillimanite		-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-
Andalousite		-	-	-	-	-	-	-	3,3	-	-	-	-
Corindon		-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-	-
Apatite		0,2	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,6	1,5	0,3	0,2	0,2	0,5
Min. opaques et divers		-	-	0,4	Grenat 0,1	0,2	0,5	0,3	1,70 Tourmal. 1	0,1	-	0,2	0,2
Indices Jung et Brousse	SAT	37	51	46	44	27	40	39,5	-	38	72	64	47
	COL	2,4	5,9	35,4	5,8	5,5	9,3	2,6	47,2	5,3	26,2	14,2	6,2
	FEL	51,5	38,5	0	47	51	52	48	0	44	0	0	56

Localisation :

- 45 - Granite de Servières (Argentat 235/986).
- 46 - Migmatites enclavées - (Argentat 230/985).
- 47 - Micaschistes enclavés - (Argentat 235/986).
- 48 - Granite gris - ibid.
- 49 - Granite type Eyrein - Pont sur le Thaurion - D 16 (Creuse).
1 km au Nord de Senoueix (Royère 220/745).
- 50 - Granite gris enclavé dans le précédent.
- 51 - Granite de la carrière des Estourocs - (Pleaux 345/926).
- 52 - Enclave dans le précédent.
- 53 - Granite de l'Escaumel - Galerie S.G.E. à l'Ouest de Lamativie
(Saint-Céré 238/788).
- 54 - Enclave de micaschiste - ibid.
- 55 - Enclave de leptynite - ibid.
- 56 - Granite schisteux à texture oeilée - «Migmatites à muscovite de Sarrans»
(Meymac 177-280).

Les granites du type Pérols et leurs enclaves.

Type de roche		Gran.	Gran.	Enclaves aplités orientées		Encl. migm.	Encl. surmic.	Granite		Encl. aplit.	Encl. gneiss	Encl. sumic.	Granites	
N° d'ordre		57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
Quartz		29	21	35	38	34,5	14	30,5	35,1	28,8	25,5	-	36	40
Plagioclases		27	19	12,3	30,2	30	29	34	34	45,7	30,5	-	24,5	10,6
F. potassiques		31,2	52	49	20,9	8,5	-	26	20	14,3	4	-	27	33
Biotite		5,1	4,5	2,5	6,7	19,5	49	Chlorite 3,6	4,6	5,4	37	75	5,2	0
Muscovite		6,5	2,5	0,8	3,8	7,3	4,5	2,4	5	4,7	2	20,4	6,2	16,2
Apatite		0,5	0,2	0,4	0,4	0,2	3	0,6	0,7	0,6	0,6	1,8	0,8	0,2
M. opaques et divers		0,7	0,8	-	-	-	0,5	0,3	0,6	0,5	0,4	1,9	0,3	-
								Fluorine 1,5				Fluorine 0,9		-
								Calcite 1,1						
Indices Jung et Brousse	SAT	33	23	36	42,5	47,4	48	33,5	43	39,5	42,5	-	41	47,8
	COL	6,3	5,5	2,9	7,1	19,7	52,5	5,3	5,9	6,5	38	78,7	6,3	0,2
	FEL	53,5	73	80	40,5	22	0	43	37	24	11,6	-	52,5	75,5

Localisation :

- 57 - Granite de Pérols - Carrière (Bugeat 195/496,5).
- 58 - Différenciation à gros grain - ibid.
- 59 - Enclave aplitique orientée - ibid.
- 60 - Enclave aplitique orientée - ibid.
- 61 - Enclave de migmatites à biotite - ibid.
- 62 - Loupe surmicacée - ibid.
- 63 - Granite - Carrière sur la RN 140, 4km au Nord de Treignac (Bugeat 088/478).
- 64 - Granite - Carrière du Pont Finaud à Treignac (Châteauneuf-la-Forêt - 061/439).
- 65 - Enclave d'aplit. orientées - ibid.
- 66 - Enclave gneissique - ibid.
- 67 - Enclave surmicacée - ibid.
- 68 - Granite de Chastang - Argentat 225/002.
- 69 - Granite intrusif dans le granite porphyroïde orienté - frange greisenisée -
Route RN 141, 1km au Nord de Mansat (Saint-Sulpice-les-Champs 077,5/922).

Les granites du type Gioux.

Type de roche		Granites à gros grain							Granites à grain fin		Granites schisteux			Granites hétérogran.		Gran.	Greis-
N° d'ordre		77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
Quartz		32	35,5	35,5	35	42,5	36,8	30,5	35	35,5	43,3	36	32	37,5	38,5	35	42,5
Plagioclases		28	24,7	27	26	17,3	28	32	25,5	31,5	16,5	25,5	27,2	28,2	21,5	24,4	14
F.potassiques		32,4	27	22,5	28	22,5	24,5	33,5	20	20,5	26	22,5	30,3	19	22,5	28	23,5
Biotite		1,6	1,9	0,5	0,6	2,5	0,3	1	10	4,1	5,6	4	1,8	0,45	3,4	6	1
Muscovite		5,7	10,4	13,3	9,7	14,6	10	2,5	8	7,6	8	11,4	7,8	14,4	13,5	6	18,5
Apatite		0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	1,1	0,4	0,3	0,4	0,3	0,45	0,4	0,3	0,5
Min.opaques et divers		-	0,2	0,8	0,3	0,2	-	0,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0,6	-	0,2	0,3	-
Indices Jung et Brousse	SAT	34,5	40,7	42	39,5	51,5	41	31,5	43,5	40,5	50,5	45	36	44	46,5	40	53
	COL	1,9	2,4	1,7	1,3	3,1	0,7	1,5	11,5	4,2	6,2	4,6	2,7	0,9	4	6,6	1,5
	FEL	53,5	52	54	52	56,5	46,5	51	43,5	39,5	61	47	47	40	53,5	53	62,5

Localisation :

- 77 - Granite de Gioux - (Royère 320/733).
- 78 - Granite à Sud de l'Estrade (Ussel Lambert : x = 586,4 , y = 064,3).
- 79 - Granite - l'Estrade (Ussel Lambert : x = 587,2 - y = 064,5).
- 80 - Granite - Freyte (Bugeat 340/507).
- 81 - Granite Saint-Sulpice-les-Bois (Bugeat 332,5/515,5).
- 82 - Granite de Malepouge (Bugeat 342/577).
- 83 - Granite de Saint-Merd-Les-Oussines (Bugeat 245/539).
- 84 - Granite à grain moyen - Vallée du Gourbillon - 5 km au S.W de Saint-Quentin
(Royère 326/774).
- 85 - Granite à grain moyen, laminé - Vallée du Gourbillon (Royère 310/770).
- 86 - Granite à gros grain légèrement schisteux - Vallée du Gourbillon
(Royère 334/779).
- 87 - Granite à gros grain légèrement orienté - le Longy (Bugeat 302/567).
- 88 - Granite à gros grain - orienté - 1 km Est de Chavanac (Bugeat 312/529).
- 89 - Aplite porphyrique - chemin d'Encaux (Ussel - Lambert x = 586,6 - y = 064,0).
- 90 - Granite hétérogranulaire - Malepouge (Bugeat 342/577).
- 91 - Granite gros grain - Bessassas (Royère 226/638).
- 92 - Greisen associé au précédent - Ibid.

Les granites à cordiérite - Les aplites sécantes de bordure.

Type de roche		Granites à cordierite				Enclave	Aplites sécantes dans les schistes cristallins de bordure	
N° d'ordre		70	71	72	73	74	75	76
Quartz		32,2	33,6	31	22,5	32,5	35	36,5
Plagioclases		21	23,5	20,5	26,2	58,1	29,4	36
F. Potassiques		40	34,5	41	43,4	-	25,5	17,5
Biotite		3,5	7,5	0,9	3,3	8,2	-	-
Muscovite		2,0	-	5	-	-	6,2	9,5
Cordierite		0,9	tr	1,2	tr	0,3	-	-
Grenat		-	0,4	-	tr	-	1	0,5
Sillimanite		-	-	-	4,1	-	-	-
Apatite		0,2	0,3	0,2	0,4	0,5	0,4	-
M. opaques et divers		0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	Tourmaline 2,5	-
Indices Jung et Brousse	SAT	34,5	37	33,5	24,5	40,5	38,5	40,5
	COL	4,8	8,4	2,5	3,8	9,4	3,9	0,5
	FEL	65	59,5	67	62,5	0	100	100

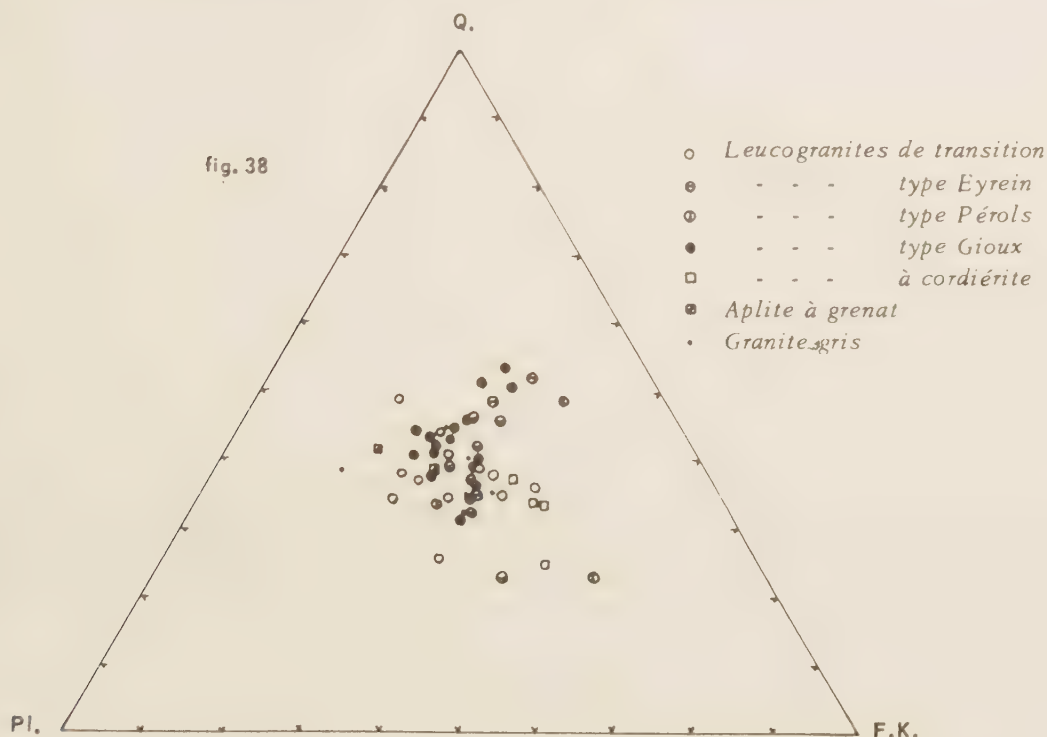
Localisation :

- 70 - Granite - La Villedieu - (Royère 138 - 653).
- 71 - Granite - Le Grand Janon (Saint-Sulpice-les-Champs 138/870,5).
- 72 - Granite laminé, 1km au Nord du Monteil (Royère 079/737).
- 73 - Granite à grain fin - ibid.
- 74 - Enclave gneissique - ibid.
- 75 - Aplite injectant les micaschistes de la bande axiale 2km à l'Ouest de Grandsaigne (Meymac 140,5/385).
- 76 - Aplite injectant les micaschistes d'Argentat - laminée parallèlement au contact avec le granite (Argentat 186 - 965).

3. INTERPRETATION DES ANALYSES MODALES DE GRANITES .

Quelque soit leur type, les granites sont hololeucocrates et leur indice de feldspathisation en fait des granites monzonitiques. En fait j'ai donné ici la valeur minimum de cet indice qui doit, en réalité, se placer entre ce minimum et 100. On a vu en effet que les plagioclases, de composition variable, restent toujours cependant dans la frange de l'albite-oligoclase .

Position sur le diagramme Quartz-Albite-Feldspath potassique. (fig.38).



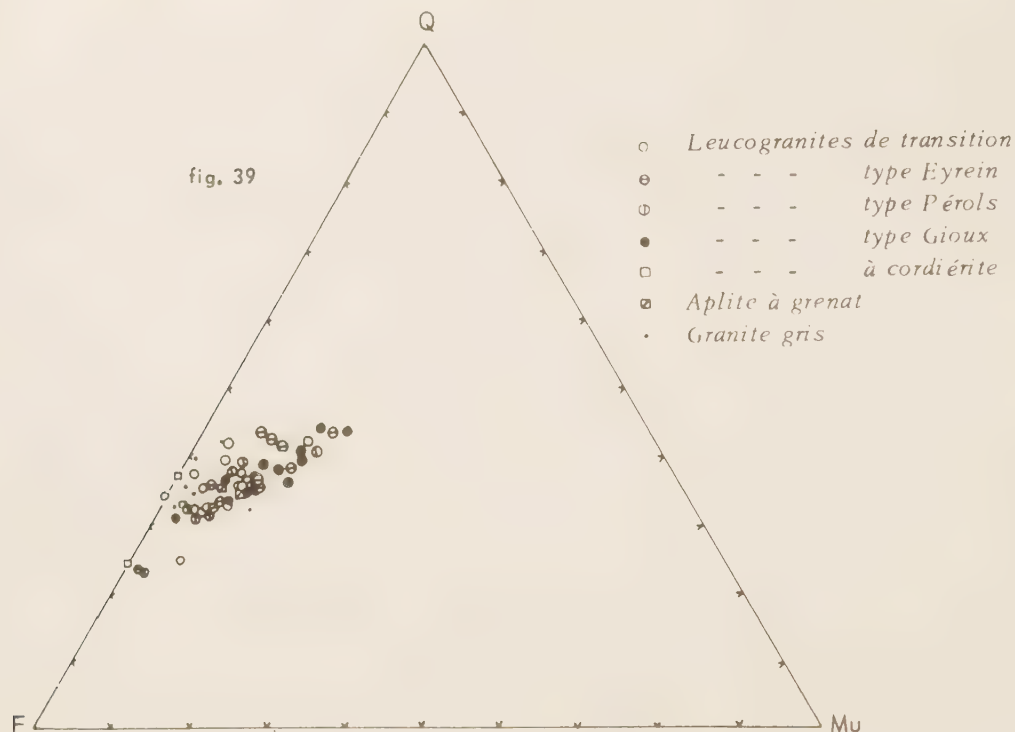
Le groupement des leucogranites du Millevaches apparaît immédiatement beaucoup moins étroit qu'il ne l'était pour les leucogranites en petits massifs - Il est approximativement centré sur la position $Q = 40$ $Pl = 30$ $FK = 30$.

Les granites du type Eyrein et Gioux se superposent , alors que les granites de transition sont, en moyenne, moins quartzeux, et montrent d'autre part, une dispersion plus grande dans les proportions de plagioclases et de feldspaths potassiques. De leur côté, les granites à cordiérite sont nettement plus riches en feldspath potassique. Enfin, les granites gris mêlés aux migmatites, se placent avec les autres types, cependant que les enclaves sphériques de granite gris, prises dans le granite de Corrèze s'individualisent par une faible teneur en feldspath potassique.

Position sur le diagramme Quartz-Feldspath-Muscovite (fig.39).

Les compositions minérales des granites s'inscrivent dans une ellipse dont le grand

axe recoupe la ligne QF en un point approximatif $Q = 30$ $F = 70$. Encore une fois, l'accroissement de la teneur en muscovite s'accompagne d'un accroissement sensiblement égal de la



teneur en quartz. Les granites du type Gioux ont une répartition particulièrement régulière. La moyenne des teneurs en muscovite est voisine de 10, et les teneurs maximales approchent 20%. Comparés aux granites d'Echassières, les granites du Millevaches apparaissent aussi riches en muscovite pour des teneurs en quartz légèrement supérieures.

5. INTERPRETATION DES ANALYSES MODALES D'ENCLAVES.

Certaines enclaves, prises dans les leucogranites ont des compositions très proches de celles des schistes cristallins de la bordure - C'est le cas des enclaves de l'Escaumel ou de Merle. Il est plus difficile, du fait de l'apparition des feldspaths potassiques, de comparer aux micaschistes de bordure les gneiss et les migmatites inclus en grands panneaux ou en petites enclaves dans la zone Nord-Ouest du massif. On a vu que leurs compositions chimiques restaient cependant très proches de celles des micaschistes.

A côté de cette catégorie d'enclaves qui n'ont subi aucune modification apparente de structure ou de composition, il existe une autre catégorie, celle des *enclaves surmicacées* pour lesquelles ces modifications sont évidentes. Les unes, tout en gardant la texture et la structure des schistes cristallins, sont anormalement riches en biotite, ce sont les *loupes surmicacées*, avec ou sans sillimanite qui diminuent en taille depuis les granites de transition jusqu'aux autres types de granites dans lesquels elles semblent s'émietter. Leur mode d'apparition et d'évolution permet de les considérer sans hésitation comme des « restats » d'anatexie.

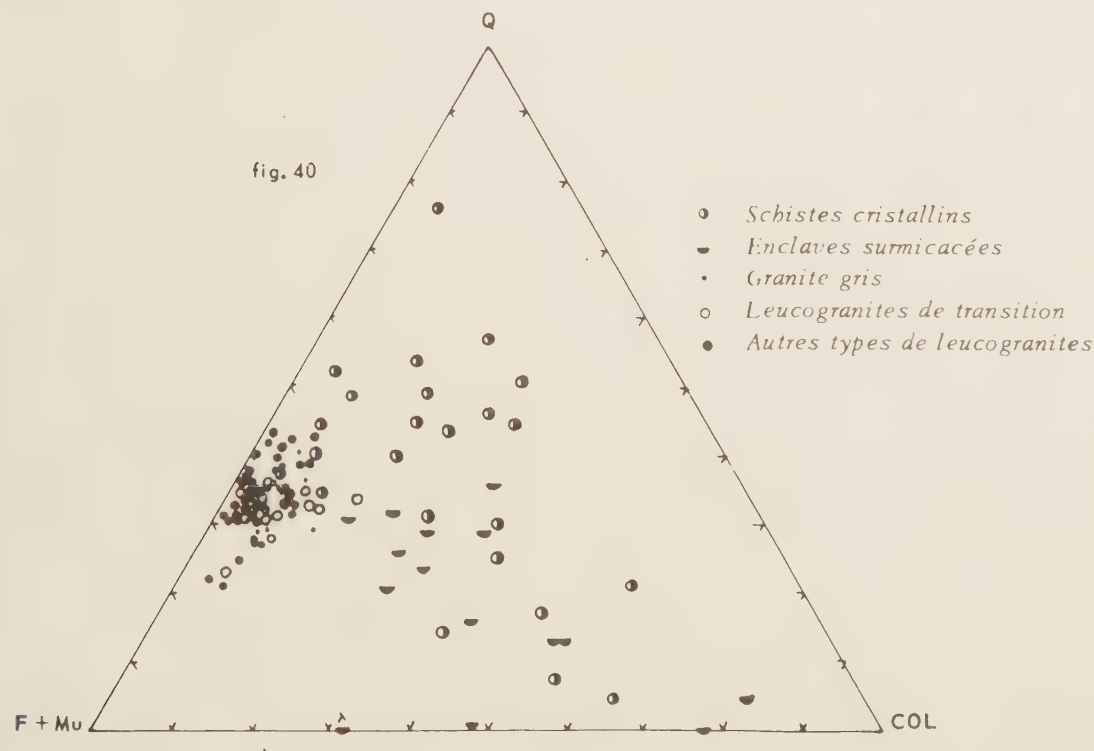
D'autres, de plus grande taille, oblongues, et localisées aux zones de transition entre les leucogranites et le granite porphyroïde à biotite, sont caractérisées par leur grande richesse en oligoclase-andésine, et par la texture curieuse que leur donne *la disposition en zone des micas*. Elles sont enkystées dans une écorce de biotite pratiquement pure. Enfin, elles contiennent souvent des quartz globuleux bleutés.

D'autres sont *sphériques* et occupent le centre des enclaves de granites gris prises dans le granite de Corrèze. Elles sont équantes et de structure panxénomorphe avec quelques quartz globuleux. Si les enclaves à micas en zone peuvent être rapportées à des résidus de schistes cristallins, l'origine des enclaves *sphériques* est, du fait de leur localisation géographique étroite, plus difficile à établir. Leurs associations au granite gris, comme l'analogie de leur structure et de celle que présentent les sections d'enclaves à micas en zone, taillées perpendiculairement à la linéation, incitent à penser qu'il peut s'agir, également, de restats.

Dans un dernier type, enfin, représenté par un seul échantillon, on reconnaît sans hésitation, la structure et la composition d'un lamprophyre.

La richesse en biotite des enclaves oblige à utiliser d'autres diagrammes que ceux que j'ai employés pour les granites.

Position sur le Diagramme Quartz-Feldspath + Muscovite - Col (indice de coloration de Jung et Brousse). (fig.40).



Sur ce diagramme apparaît un *groupement très dense des granites*, groupement où s'intègrent les migmatites sodiques de la Maronne et de la Cère. Le pourcentage maximum de minéraux colorés est de l'ordre de 10, les granites de transition et les granites gris s'approchent le plus près de cette valeur limite et parfois la franchissent.

Les schistes cristallins de la bordure et de la plupart des enclaves sont plus quartzeux et plus riches en éléments sombres que les granites, alors que les enclaves surmicacées évoluent vers le pôle COL, par diminution des teneurs en quartz en feldspath et en muscovite.

Les amphibolites, les gneiss de Grand Janon, ainsi que quelques enclaves gneissiques et même un micaschiste de la bordure, se placent avec les enclaves surmicacées. Doit-on considérer, dans ces conditions, toutes les enclaves surmicacées, non comme des «restats», mais simplement comme des témoins non modifiés, précisément du fait de leur composition ? Ce serait faire abstraction de l'évolution des enclaves dans les granites de transition, évolution constatée sur le terrain et sous le microscope.

III ETUDE CHIMIQUE

1 - LES GRANITES DE TRANSITION ET LEURS ENCLAVES.

Pourcentages d'oxydes - Paramètres C.I.P.W. - Niggli.

Type de roche	Granites de transition									Granites gris					
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
N° d'anal.	1882	2469	3090	2140	2067	2072	2068	2964	2891	1883	1912	1864	1868	3043	
SiO ₂	71,00	71,50	71,00	69,80	68,05	71,60	72,70	73,60	72,05	67,10	69,50	63,45	66,70	69,50	
Al ₂ O ₃	15,40	14,55	15,75	14,95	17,75	16,20	15,90	13,90	15,60	17,40	16,20	18,00	16,55	16,35	
Fe ₂ O ₃	0,70	0,70	0,75	0,55	1,05	0,50	0,55	0,20	0,75	1,00	0,75	0,80	0,90	0,65	
FeO	0,65	1,10	0,75	2,35	0,85	1,00	0,65	1,10	1,00	1,45	1,30	2,75	3,00	1,10	
MgO	1,90	1,20	0,45	1,60	1,80	1,25	1,80	1,65	0,90	1,95	1,05	1,45	2,00	1,20	
CaO	1,15	1,20	0,80	1,90	1,15	1,05	1,00	1,35	0,90	1,10	1,25	2,40	2,10	0,90	
Na ₂ O	2,80	3,00	3,25	3,25	3,30	3,45	3,25	3,55	3,05	2,65	2,85	3,45	3,45	2,20	
K ₂ O	4,80	4,55	4,75	3,75	4,90	3,50	3,30	4,05	4,40	5,10	6,00	4,40	3,00	5,00	
TiO ₂	0,20	0,10	0,15	0,35	0,30	0,15	0,15	0,20	0,15	0,40	0,25	0,45	0,50	0,15	
P ₂ O ₅	0,35	0,15	0,45	0,30	0,30	0,15	0,15	0,35	0,15	0,40	0,35	0,60	0,40	0,40	
MnO	tr	tr	0,05	0,05	tr	tr	tr	0,05	0,05	tr	tr	0,05	0,05	tr	
H ₂ O +	0,90	1,10	1,00	0,40	0,50	0,55	0,40	0,60	0,60	1,10	0,45	0,90	1,10	1,60	
H ₂ O -	0,25	0,10	0,20	0,00	0,25	0,15	0,35	0,05	0,25	0,20	0,10	0,60	0,40	0,45	
Total....	100,10	99,35	99,35	99,25	100,20	99,55	100,20	100,65	99,85	99,85	100,05	99,30	100,15	99,50	
PARAMETRES C.I.P.W.	P	I*	I	I	I(II)	I*	I	I	I*	I	I*	I*	I(II)	I(II)	I*
	q	(3) 4	(3) 4	(3) 4	*4	3	3	3*	(3) 4	3(4)	*4	4	4	*4	*4
	r	(1) 2	*2	1	2	1(2)	(1) 2	(1) 2	(1) 2	1(2)	1(2)	1(2)	2	2	1*
	s	3	3	3	3*	3	3	3*	3*	3	3	*3	3	3(4)	(2) 3
PARAMETRES de NIGGLI	si	356	387	395	330	307	370	377	386	390	303	337	254	285	364
	al	45,5	46,5	51,2	41,8	47,5	49,3	48,7	42,7	49,5	46,4	46,4	42,5	41,5	50,60
	fm	19,4	15,6	9,7	22,5	18,7	15,8	18,7	18,3	14,2	22	15,1	22,2	26,5	26,65
	c	6,3	6,8	4,7	9,7	5,3	5,9	5,6	7,5	5,2	5,3	6,4	10,4	9,7	5,05
	alk	28,8	31,1	35,4	26,0	28,5	29,0	27,0	31,5	31,1	26,3	32,1	24,9	22,3	27,70
	k	.53	.52	.49	.42	.50	.40	.40	.43	.49	.56	.58	.46	.37	.61
	mg	.74	.52	.38	.50	.65	.61	.75	.70	.50	.60	.50	.39	.48	.56

Pourcentages d'oxydes - Paramètres C.I.P.W. - Niggli (suite).

Type de roche		Enclaves gneissiques		Migmatites sodiques	Enclave surmicacée	Loupe à sillimanite	Enclave surmicacée	Enclaves surmicacées sphériques dans le granite gris		
N° d'ordre		15	16	17	18	19	20	21	22	23
N° d'analyse		2041	2463	2937	2639	3107	2042	1869	1865	1877
SiO ₂		58,0	70,05	68,50	55,30	37,50	63,20	60,70	62,00	57,80
Al ₂ O ₃		19,55	13,10	15,95	23,70	35,95	16,40	18,75	17,70	17,65
Fe ₂ O ₃		2,05	1,20	0,75	1,60	2,75	1,55	0,75	1,05	1,75
FeO		5,65	4,15	2,60	4,70	8,50	3,60	3,85	3,40	5,40
MgO		3,25	3,00	1,75	4,20	3,70	4,40	3,80	2,30	3,65
CaO		0,55	0,90	0,65	0,50	2,45	2,55	2,80	3,20	2,50
Na ₂ O		1,30	1,80	3,80	0,45	0,60	3,15	3,65	3,55	3,65
K ₂ O		4,95	3,25	4,00	4,95	5,00	2,90	2,50	2,65	3,50
TiO ₂		0,80	0,20	0,35	0,75	1,05	0,80	0,65	0,70	1,00
P ₂ O ₅		0,10	0,05	0,20	tr.	0,55	0,25	0,55	0,70	0,55
MnO		0,10	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,05	0,10
H ₂ O +		2,40	1,50	0,75	2,50	1,65	0,90	1,35	1,45	1,45
H ₂ O -		0,40	0,20	0,25	0,50	0,15	0,10	0,70	0,85	0,40
Total		99,10	99,45	100,35	99,20	99,95	99,90	100,10	99,60	99,40
PARAMETRES C.I.P.W.	P	II	'II	I(II)	II	II	II	'II	(I)II	II
	q	(3)4	3	4	3'	5	'4	4	'4	4(5)
	r	1'	'2	1'	(1)2	2'	2'	2(3)	2'	2
	s	2	3	3'	1(2)	'2	3(4)	'4	'4	3(4)
PARAMETRES de NIGGLI	si	210	328	316	188	89	244	213	235	192
	al	41,50	35,90	43,50	47,40	50	34,5	38,50	39,65	34,50
	fm	40,50	41,60	24,50	38,70	34,80	38,2	33	27,75	37,50
	c	2,20	4,50	3,30	1,80	6,25	9,8	10,50	13,00	8,90
	alk	15,80	18,00	28,70	12,10	8,95	17,5	18	19,60	19,10
	k	.71	.55	.40	.88	.84	.38	.31	.34	.38
	mg	.44	.50	.49	.55	.37	.62	.61	.47	.48

Normes

Type de roche	GRANITES DE TRANSITION									GRANITES GRIS				
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N° d'analyse	1882	2469	3090	2140	2067	2072	2068	2964	2891	1883	1912	1864	1868	3043

Norme C.I.P.W.

Q	31,68	32,64	32,40	29,34	25,74	33,78	36,60	32,64	34,14	27,36	26,10	19,08	27,06	34,62
Or	28,36	26,69	27,80	21,68	28,91	20,57	19,46	23,91	26,13	30,02	35,58	26,13	17,79	29,47
Ab	23,58	25,15	27,77	27,77	27,77	29,34	27,25	29,87	25,68	22,33	24,10	29,34	28,82	18,34
An	4,17	5,00	1,39	7,78	3,89	4,45	4,17	4,17	3,61	3,06	3,61	8,62	8,06	1,95
Cor	4,08	2,96	4,69	2,75	5,71	5,11	5,51	2,14	4,49	6,43	3,67	4,28	4,69	6,63
Pyr	4,96	3,82	1,63	7,43	4,76	4,29	5,03	5,55	4,83	6,09	4,05	7,43	8,96	4,19
Min	1,39	1,08	1,23	1,31	2,00	1,00	1,00	0,69	1,23	2,15	1,39	1,92	2,30	1,23
Ap	0,67	0,34	1,01	0,67	0,67	0,34	0,34	1,01	0,34	1,01	1,01	1,34	1,01	1,01

Norme approchée

Q	34,60	35,04	33,30	33,30	28,50	36,18	39,50	35,76	35,94	30,84	28,40	22,60	30,54	36,96
Or	12,23	14,68	13,34	7,50	8,62	2,78	-	13,34	11,12	6,68	21,65	7,75	-	7,78
Ab	23,58	25,15	27,77	27,77	27,77	29,34	27,25	29,87	25,68	22,33	24,10	29,34	28,82	18,34
An	4,17	5,00	1,39	7,78	3,89	4,45	4,17	4,17	3,61	3,06	3,61	8,62	8,06	1,95
Mu	15,90	11,50	18,30	10,75	22,30	19,90	21,25	7,96	17,50	25,05	14,30	16,70	13,90	25,50
Sill	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	1,78	-
Bi	7,69	6,21	2,68	10,97	7,27	6,21	7,24	7-05	4,34	9,17	6,27	11,14	13,24	6,21
Min	1,17	1,01	1,09	1,02	1,71	0,86	0,86	0,47	1,09	1,79	1,39	1,56	1,87	1,09
Ap	0,67	0,34	1,01	0,67	0,67	0,34	0,34	1,01	0,34	1,01	1,01	1,34	1,01	1,01

Normes (suite).

Type de roche	Enclave surmicacée	Gneiss	Migmatites sodiques	Enclave surmicacée	Loupe à sillimanite	Enclave surmicacée	Enclaves surmicacées sphériques dans le granite gris.		
N° d'ordre	15	16	17	18	19	20	21	22	23
N° d'analyse	2041	2463	2937	2639	3107	2042	1869	1865	1877

Norme C.I.P.W.

Q	27,60	44,00	29,88	26,40	1,30	25,70	22,00	24,72	17,88
Or	-	-	4,70	-	-	-	-	-	-
Ab	11,00	15,20	31,96	3,67	5,24	26,72	30,92	29,87	30,92
An	1,95	3,61	2,50	2,50	8,90	11,95	10,56	11,68	9,17
Mu	23,00	11,15	17,40	21,50	16,70	4,78	2,39	9,95	8,75
Sill	8,42	3,70	-	17,80	29,60	7,10	8,60	3,40	3,74
Bi	20,97	19,10	11,45	22,30	29,85	22,17	21,50	15,10	23,74
Min	4,54	2,10	1,25	3,12	4,98	2,89	1,65	2,11	2,55
Ap	0,34	-	0,34	-	1,34	0,34	1,34	1,68	1,34

Norme approchée

Q	22,56	38,10	25,62	23,94	0,12	19,98	17,04	20,64	10,68
Or	28,91	19,46	23,91	28,91	29,47	17,24	15,01	16,12	20,57
Ab	11,00	15,20	31,96	3,67	5,24	26,72	30,92	29,87	30,92
An	1,95	3,61	2,50	2,50	8,90	11,95	10,56	11,68	9,17
Cor	11,32	5,20	4,49	16,73	26,32	3,67	6,02	4,69	4,59
Pyr	15,62	13,70	8,13	16,44	20,95	15,22	14,78	9,92	15,96
Min	4,54	2,32	1,05	3,84	5,92	3,61	2,30	2,76	4,53
Ap	0,34	-	0,34	-	1,34	0,34	1,34	1,68	1,34

Pourcentages ioniques.

Type de roche	GRANITES DE TRANSITION									GRANITES GRIS				
N° ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N°analyse	1882	2469	3090	2140	2067	2072	2068	2964	2891	1883	1912	1864	1868	3043
Si	67	68,30	67,80	66,05	63,20	67,50	68,10	68,55	68,20	63,40	65,10	60,40	63	67,00
Al	17,05	16,35	17,60	16,65	19,50	18,00	17,60	15,20	17,35	19,40	17,85	20	18,50	18,50
Fe ⁺⁺⁺	0,40	0,45	0,45	0,35	0,60	0,30	0,30	0,10	0,45	0,65	0,45	0,50	0,70	0,45
Fe ⁺⁺	0,50	0,85	0,55	1,90	0,60	0,80	0,50	0,85	0,80	1,10	1,05	2,20	2,40	0,85
Mg	2,65	1,70	0,60	2,25	2,50	1,70	2,50	2,30	1,25	2,75	1,46	2,00	2,80	1,70
Ca	1,20	1,20	0,80	1,90	1,10	1,00	1,00	1,35	0,90	1,10	1,25	2,40	2,10	0,90
Na	5,10	5,50	6,05	6,00	6,50	6,30	5,80	6,35	5,55	4,85	5,15	6,40	6,20	4,05
K	5,75	5,50	5,70	4,40	6,40	4,20	4,00	4,80	5,30	6,10	7,20	5,30	3,60	6,10
Ti	0,15	0,05	0,10	0,25	0,20	0,10	0,10	0,15	0,10	0,30	0,15	0,20	0,35	0,10
P	0,20	0,10	0,35	0,25	0,20	0,10	0,10	0,35	0,10	0,35	0,35	0,40	0,35	0,35
OH	5,7	7	6	2,5	3	4	2,5	3,5	4	7	2,8	5,7	3,5	10
O + OH	174	175	168	171	169	174	174	167	172	172	170	171	172	178

Type de roche	Enclave surmicacée	Gneiss	Migmatites sodiques	Enclave surmicacée	Loupe à sillimanite	Enclave surmicacée	Enclaves surmicacées sphériques dans le granite gris		
N° d'ordre	15	16	17	18	19	20	21	22	23
N° d'analyse	2041	2463	2937	2639	3107	2042	1869	1865	1877
Si	56,60	67,90	64,55	53,95	35,50	59,30	57,00	59,00	54,80
Al	22,55	14,90	17,75	27	39,95	18,20	20,55	19,90	19,85
Fe ⁺⁺⁺	1,50	0,90	0,45	1,15	1,90	1,00	0,50	0,70	1,25
Fe ⁺⁺	4,65	3,40	2,05	3,80	6,65	2,80	3,00	2,80	4,25
Mg	4,75	4,35	2,42	6,10	5,20	6,20	5,40	3,30	5,20
Ca	0,60	0,90	0,65	0,50	2,50	2,60	2,85	3,30	2,55
Na	2,50	3,40	6,90	0,80	1,10	5,70	6,65	6,60	6,70
K	6,10	4,05	4,85	6,10	6,00	3,50	3,05	3,30	4,20
Ti	0,60	0,20	0,22	0,60	0,75	0,55	0,55	0,50	0,75
P	0,10	-	0,11	-	0,45	0,10	0,45	0,60	0,45
Mn	0,05	-	0,05	-	-	0,05	-	-	-
OH	16	9,5	4,75	16,5	10	5,5	8,5	9,2	9
O + OH	174	177	178	174	169	168	168	175	166

2 - LES GRANITES DU TYPE EYREIN ET LEURS ENCLAVES.

Pourcentages d'oxydes - Paramètres

Type de roche		G R A N I T E S							
N° d'ordre		24	25	26	27	28	29	30	31
N° d'analyse		632	SA	2464	3001	1783	3000	623	1910
SiO ₂		73,10	72,22	73,30	72,50	66,75	69,40	72,05	71,00
Al ₂ O ₃		13,95	13,37	14,80	15,35	17,40	15,60	14,20	15,85
Fe ₂ O ₃		0,90	1,69	0,75	0,70	0,70	0,60	0,75	0,75
FeO		1,00	1,53	0,35	0,75	1,15	1,55	1,15	0,60
MgO		1,20	0,29	2,20	0,45	0,90	1,05	1,20	1,40
CaO		0,65	1,56	0,65	0,70	1,15	1,30	0,80	0,75
Na ₂ O		3,25	3,22	3,55	3,20	3,90	3,30	3,80	4,00
K ₂ O		4,75	4,82	4,10	3,80	6,35	4,40	4,70	4,25
TiO ₂		0,15	0,28	nd	0,25	0,30	0,30	0,30	0,15
P ₂ O ₅		nd	0,56	0,05	0,55	0,20	0,50	nd	0,40
MnO		tr	nd	tr	tr	tr	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺		0,70	0,62	0,70	0,70	0,60	0,85	0,50	1,10
H ₂ O ⁻		0,25	0,09	0,35	0,15	0,30	0,00	0,25	0,10
Total...		99,90	100,27	100,80	99,10	99,70	99,15	99,70	100,35
PARAMETRES C.I.P.W.	p	1	1	1'	1	1	1	1	1
	q	(3)4	(3)4	(3)4	3'	4'	3(4)	4	4
	r	1(2)	(1)2	1'	1	(1)2	1'	1(2)	1
	s	3	3	3'	3'	3	3	3	3'
PARAMETRES de NIGGLI	si	395	384	380	425	302	318	377	356
	al	44,5	42	44,5	52,55	46,50	46,15	43,5	47
	fm	18	16	20,8	10,50	12,50	16,90	17	15,8
	c	4	9	3,7	4,55	5,45	6,95	4,5	4,2
	alk	33,5	33	31,00	32,40	35,55	30,00	35	33
	k	.49	.49	.43	.43	.52	.47	.45	.41
	mg	.54	.16	.81	.36	.48	.46	.53	.66

Pourcentages d'oxydes - Paramètres (suite).

Type de roche		Granite	Granite schisteux	Gneisen	Granites gris			Enclave	Enclave schisteuse
N° d'ordre		32	33	34	35	36	37	38	39
N° d'analyse		1829	1911	2201	1871	1828	1888	1870	3131
SiO ₂		69,05	71,20	67,30	70,80	70,80	67,50	62,30	43,45
Al ₂ O ₃		16,35	15,95	16,00	15,35	15,70	17,65	17,05	28,30
Fe ₂ O ₃		0,30	0,25	1,95	1,00	0,65	1,30	1,65	2,85
FeO		0,45	1,00	3,75	1,10	1,40	1,15	2,90	7,25
MgO		0,80	1,25	1,10	1,05	1,60	1,45	2,60	4,05
CaO		0,40	0,85	0,55	0,95	1,15	1,00	1,60	0,40
Na ₂ O		3,25	2,70	0,60	3,25	4,75	2,90	3,15	0,95
K ₂ O		7,00	5,00	4,80	4,50	2,55	5,80	3,75	6,00
TiO ₂		tr	0,15	0,35	0,30	0,15	0,50	0,95	0,60
P ₂ O ₅		0,20	0,35	0,65	0,60	0,15	0,25	0,55	0,20
MnO		tr	tr	0,05	0,05	0,05	tr	0,05	0,05
H ₂ O ⁺		1,00	1,05	2,40	0,75	0,80	0,75	1,75	5,50
H ₂ O ⁻		0,50	0,10	0,25	0,15	0,35	0,40	1,30	0,10
Total...		99,30	99,85	99,75	99,85	100,10	100,65	99,60	99,70
PARAMETRES C.I.P.W.	p	1	1	1	1*	1*	1*	(1) 11	11
	q	4	(3) 4	3	(3) 4	*4	4	4	*5
	r	1	1*	1	1	(1) 2	1 (2)	*2	1
	s	*3	3	*2	3	4	*3	3*	2
PARAMETRES de NIGGLI	si	355	375	340	367	340	305	251	126
	al	49,50	49,70	47,5	46,90	44,50	47	40,50	46,90
	fm	9,20	14,90	31,1	16,80	19,50	18,60	30,75	40,40
	c	2,10	4,70	3,00	5,30	6,00	4,90	7,00	1,20
	alk	39,20	30,70	18,4	31,00	30,00	29,50	21,75	11,50
	k	.58	.55	.83	.48	.27	.57	.43	.65
	mg	.67	.66	.26	.48	.59	.53	.51	.43

Normes

Type de roche	GRANITES							
N° d'ordre	24	25	26	27	28	29	30	31
N° d'analyse	632	S A	2464	3001	1783	3000	623	1910

Norme C.I.P.W.

Q	32,04	32,40	32,34	38,52	15,48	30,00	28,20	28,62
Or	28,36	28,36	24,46	22,24	37,81	26,13	27,80	25,02
Ab	27,77	27,25	29,87	27,25	33,01	27,25	31,96	34,06
An	3,34	4,45	2,78	0,28	5,28	3,06	3,89	1,39
Cor	2,14	1,22	3,47	5,81	2,14	4,39	1,43	4,18
Pyr	3,79	1,49	5,63	0,93	3,26	4,45	3,92	3,63
Min	1,69	3,16	0,93	1,54	1,54	1,54	1,77	1,46
Ap	-	1,34	0,17	1,34	0,34	1,34	-	1,01

Norme approchée

Q	34,20	33,18	35,70	38,88	18,60	32,52	30,42	30,80
Or	18,90	23,35	9,73	12,79	28,10	10,56	20,04	10,00
Ab	27,77	27,25	29,87	27,25	33,01	27,25	31,96	34,06
An	3,34	4,45	2,78	0,28	5,28	3,06	3,89	1,39
Mu	8,35	4,78	13,50	22,20	9,15	16,70	5,77	16,30
Sill	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	5,70	2,88	8,00	2,68	5,40	6,41	6,21	5,50
Min	1,55	2,87	0,93	1,54	1,25	1,25	1,48	1,32
Ap	-	1,34	0,17	1,34	0,34	1,34	-	1,01

Type de roche	Granite	Granite schisteux	Greisen	Granite gris			Enclave	Enclave schisteuse
N° d'ordre	32	33	34	35	36	37	38	39
N° d'analyse	1829	1911	2201	1871	1828	1888	1870	3131

Norme C.I.P.W.

Q	21,42	32,64	41,52	32,28	27,96	24,18	22,92	4,02
Or	41,14	29,47	28,36	26,69	15,57	34,47	21,68	35,58
Ab	27,77	23,06	5,25	27,25	39,82	24,63	26,72	7,86
An	1,11	2,50	-	1,39	5,00	4,17	4,73	1,11
Cor	2,96	5,20	9,79	4,69	3,26	5,00	6,12	19,79
Pyr	2,53	4,55	7,45	3,39	5,85	3,86	8,74	19,87
Min	0,46	0,53	3,39	2,00	1,23	2,77	4,37	5,40
Ap	0,34	0,67	1,34	1,34	0,34	0,34	1,34	0,34

Norme approchée

Q	22,85	35,10	40,60	34,20	31,20	26,50	27,00	6,84
Or	30,80	11,40	-	10,60	1,39	18,20	-	-
Ab	27,77	23,06	5,25	27,25	39,82	24,63	26,72	7,86
An	1,11	2,50	-	1,39	5,00	4,17	4,73	1,11
Mu	11,55	20,30	31,90	18,30	12,75	19,50	18,30	26,50
Sill	-	-	1,62	-	-	-	2,26	20,50
Bi	3,52	6,21	10,43	5,39	8,38	6,02	14,27	28
Min	0,46	0,39	3,10	1,71	1,09	2,34	3,51	4,82
Ap	0,34	0,67	1,34	1,34	0,34	0,34	1,34	0,34

Pourcentages ioniques.

Type de roche	GRANITES							
N° d'ordre	24	25	26	27	28	29	30	31
N° d'analyse	632	S A	2464	3001	1783	3000	623	1910
Si	68,75	68,30	68,10	69,15	62,00	66,00	67,65	66,15
Al	15,50	14,90	16,15	17,15	19,20	17,50	15,60	17,40
Fe ⁺⁺⁺	0,70	1,25	0,45	0,45	0,45	0,45	0,55	0,55
Fe ⁺⁺	0,80	1,20	0,30	0,65	0,90	1,20	0,90	0,45
Mg	1,70	0,40	3,05	0,65	1,25	1,50	1,70	1,95
Ca	0,70	1,60	0,65	0,75	1,15	1,30	0,80	0,80
Na	6,00	5,90	6,35	5,95	7,10	5,95	6,90	7,25
K	5,75	5,80	4,90	4,60	7,60	5,45	5,65	5,00
Ti	0,10	0,20	-	0,20	0,25	0,20	0,25	0,10
P	-	0,45	0,05	0,45	0,10	0,45	-	0,35
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
OH	4,4	4	4,3	4,5	3,7	5	3	6,8
O + OH	174	173,5	173	176	166,5	173	171	173

Type de roche	Granite	Granite schisteux	Greisen	Granite gris			Enclave	Enclave schisteuse
N° d'ordre	32	33	34	35	36	37	38	39
N° d'analyse	1829	1911	2201	1871	1828	1888	1870	3131
Si	65,30	67,40	66,60	66,90	66,20	63	60,10	42,90
Al	18,10	17,80	18,70	17,10	17,20	19,50	19,30	32,75
Fe ⁺⁺⁺	0,25	0,10	1,40	0,70	0,45	1,00	1,30	2,10
Fe ⁺⁺	0,35	0,80	3,10	0,85	1,05	1,00	2,30	5,90
Mg	1,10	1,75	1,60	1,50	2,20	2,20	3,75	6,00
Ca	0,40	0,85	0,60	0,95	1,20	1,10	1,70	0,40
Na	6,05	5,00	1,20	5,90	8,50	5,20	5,90	1,80
K	8,35	6,00	6,10	5,40	3,15	6,60	4,50	7,60
Ti	-	0,10	0,25	0,20	0,10	0,30	0,70	0,45
P	0,10	0,20	0,45	0,45	0,10	0,10	0,45	0,10
Mn	-	-	-	0,05	0,05	-	-	-
OH	6	6,5	15,8	5	5	4,5	11	36
O + OH	170	183	182	174	172	170	172	174

3 - LE GRANITE DU TYPE PEROLS ET SES ENCLAVES - LE GRANITE A CORDIERITE.

Pourcentages d'oxydes - Paramètres

Type de roche	TYPE PEROLS						GRANITES A CORDIERITE				
	Granite			Enclave	Granite		Granite				Enclave
N° d'ordre	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
N° d'analyse	676	1868	1824	1878	672	2239	631	1104	3095	1867	1782
SiO ₂	70,80	71,30	68,20	71,10	69,50	71,90	73,80	71,70	71,30	71,15	67,80
Al ₂ O ₃	16,10	14,85	15,45	15,20	16,30	15,95	14,80	18,60	15,60	15,75	16,70
Fe ₂ O ₃	0,65	0,65	0,65	0,65	0,45	0,95	0,30		0,75	0,60	0,95
FeO	1,05	1,15	1,75	1,10	1,40	1,20	0,70	1,00	1,15	1,00	2,00
MgO	0,95	1,00	1,35	0,90	1,20	0,90	0,80	0,25	0,90	1,15	1,75
CaO	0,65	0,80	0,75	1,15	1,30	0,65	1,00	1,96	1,35	0,80	2,45
Na ₂ O	3,70	3,70	3,80	5,10	3,15	3,10	3,10	4,05	3,30	3,10	4,55
K ₂ O	5,20	5,40	5,70	3,15	5,60	4,15	5,00	2,54	4,10	5,00	1,80
TiO ₂	0,30	0,30	0,20	0,25	0,20	0,20	0,15	nd	0,25	0,20	0,45
P ₂ O ₅	nd	0,20	0,30	0,20	nd	0,50	nd	nd	0,20	0,15	0,15
MnO	tr	tr	tr	0,05	0,05	0,05	tr	nd	tr	tr	0,05
H ₂ O ⁺	0,55	0,50	1,10	0,65	0,70	0,90	0,60	0,50	0,40	0,90	1,05
H ₂ O ⁻	0,30	0,25	0,25	0,10	0,10	0,20	0,10	0,00	0,00	0,40	0,45
Total ...	100,25	100,10	99,50	99,60	99,95	100,65	100,35	100,60	99,30	100,20	100,15
PARAMETRES C.I.P.W.	P	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	q	4	4	4	4	3	(3) 4	(3) 4	(3) 4	(3) 4	4
	r	1(2)	1	1	(1) 2	2	(1) 2	2	2	1(2)	2
	s	3	3	3	4	3	3	4	3	3	4
PARAMETRES de NIGGLI	si	349	369	322	357	332	381	410	362	372	369
	al	46,50	45	43	44,85	46	49,80	48,3	55	47,70	48
	fm	16	15,20	18,50	13,85	15,50	16,20	11,3	6,5	14,40	15,60
	c	3,50	3,40	3,70	6,30	6,50	3,80	6	10,5	7,50	4,30
	alk	34	36,40	34,80	35	32	30,20	34,3	28	30,40	32,10
	k	.47	.49	.50	.29	.54	.47	.51	.39	.45	.51
	mg	.50	.51	.50	.48	.55	.43	.59	.33	.48	.56

Normes.

	TYPE PEROLS						GRANITES A CORDIERITE			
Type de roche	Granites			Enclave	Granite		Granite			Enclave
N° d'ordre	40	41	42	43	44	45	46	48	49	50
N° d'analyse	676	1868	1824	1878	672	2239	631	3095	1867	1782

Norme C.I.P.W.

Q	26,16	25,86	20,40	25,32	24,18	35,88	33,00	31,98	30,66	26,16
Or	30,58	31,69	33,92	18,90	33,36	25,02	29,47	24,46	29,47	10,56
Ab	31,44	31,44	31,96	42,97	26,72	26,20	26,20	27,77	26,20	38,25
An	3,34	3,06	1,95	5,00	6,39	-	5,00	5,84	3,06	11,40
Cor	3,16	1,72	2,24	1,53	2,65	6,32	2,45	3,57	4,08	3,16
Pyr	3,22	3,56	5,54	3,39	4,72	3,26	2,79	3,39	3,72	6,54
Min	1,54	1,54	1,39	1,39	1,16	1,85	0,76	1,39	1,39	2,15
Ap		0,34	0,67	0,34	-	1,34	-	0,34	0,34	0,34

Norme approchée

Q	27,96	27,80	23,45	27,20	26,76	37,08	33,12	31,74	32,76	23,52
Or	18,90	23,60	22,80	11,66	22,06	5,00	26,97	21,13	15,00	10,56
Ab	31,44	31,44	31,96	42,97	26,72	26,20	26,20	27,77	26,20	38,25
An	3,34	3,06	1,95	5,00	6,39	-	5,00	5,84	3,06	11,40
Mu	12,35	6,27	8,75	5,98	10,35	24,60	-	-	15,92	-
Si II	-	-	-	-	-	-	3,87	5,66	-	-
Cord.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,30
Bi	4,95	5,40	8,27	4,97	6,72	4,44	4,04	5,44	4,29	-
Min	1,25	1,25	1,17	1,17	0,94	1,63	0,62	1,17	1,25	1,79
Ap	-	0,34	0,67	0,34	-	1,34	-	0,34	0,34	0,34

Pourcentages ioniques.

	TYPE PEROLS						GRANITES A CORDIERITE			
Type de roche	Granites			Enclave	Granite		Granite			Enclave
N° d'ordre	40	41	42	43	44	45	46	48	49	50
N° d'analyse	676	1868	1824	1878	672	2239	631	3095	1867	1782
Si	66,00	66,75	64,35	67,00	65,00	67,50	69,15	67,40	67,05	63,55
Al	17,70	16,30	17,10	16,00	17,95	17,70	16,30	17,40	17,40	18,50
Fe ⁺⁺⁺	0,45	0,45	0,45	0,45	0,35	0,65	0,25	0,45	0,45	0,70
Fe ⁺⁺	0,85	0,90	1,35	0,90	1,10	0,95	0,55	0,90	0,80	1,60
Mg	1,30	1,40	1,85	1,20	1,70	1,25	1,10	1,25	1,60	2,40
Ca	0,65	0,80	0,75	1,15	1,30	0,65	1,00	1,35	0,80	2,50
Na	6,70	6,70	6,90	9,25	5,70	5,65	5,60	6,00	5,65	8,20
K	6,15	6,40	6,90	3,80	6,75	5,10	5,95	5,00	6,00	2,15
Ti	0,20	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,10	0,15	0,15	0,30
P	-	0,10	0,20	0,10	-	0,40	-	0,10	0,10	0,10
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH	3	3,1	6,9	4	4	5,5	4	2,5	5,6	6,5
O + OH	170	170	170	171	170	175	173,5	172	174	173

4° LES GRANITES DU TYPE GIOUX - LES APLITES SECANTES.

Pourcentages d'oxydes - Paramètres

Type de roche		GRANITES TYPE GIOUX			Greisen	Aplites sécantes
N° d'ordre		51	52	53	54	55
N° d'analyse		2952	2468	2153	2152	674
	SiO ₂	72,50	74,45	71,55	73,00	73,40
	Al ₂ O ₃	15,00	12,70	15,25	16,10	16,35
	Fe ₂ O ₃	0,35	1,35	0,60	0,95	0,45
	FeO	0,75	1,20	1,45	0,00	0,30
	MgO	1,10	0,55	1,50	1,10	0,30
	CaO	0,55	1,05	0,70	0,70	0,15
	Na ₂ O	3,25	3,40	3,55	2,70	5,20
	K ₂ O	4,75	3,80	3,70	3,80	3,05
	TiO ₂	0,15	0,20	0,20	0,05	0,00
	P ₂ O ₅	0,15	tr	0,35	0,45	nd
	MnO	tr	tr	tr	tr	0,05
	H ₂ O ⁺	0,80	1,30	1,00	1,25	0,65
	H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,15	0,00	0,15
	Total ...	99,85	100,10	100,00	100,10	100,05
PARAMETRES C.I.P.W.	P	1	1	1'	1	1
	q	(3) 4	3'	3'	3	4
	r	1	2	1'	1	1
	s	3	3'	3'	3	4
PARAMETRES de NI GGLI	si	402	434	368	415	410
	al	48,80	43,75	46,40	53,8	54,5
	fm	14,00	16,40	20,00	13,2	5,5
	c	3,30	6,65	4,00	4,5	11
	alk	33,90	33,20	29,60	28,5	39
	k	.64	.42	.40	.48	.29
	mg	.64	.30	.57	.69	.41

Normes

Type de roche	GRANITES TYPE GIOUX			GREISEN	Aplites sécantes de bordure
N° d'ordre	51	52	53	54	55
N° d'analyse	2952	2468	2153	2152	674

Norme C.I.P.W.

Q	33,24	36,72	33,12	40,98	30,42
Or	27,80	22,24	21,68	22,24	18,35
Ab	27,25	28,82	29,87	23,06	44,01
An	1,11	5,28	1,95	0,28	0,83
Cor	4,18	1,12	4,79	7,45	4,08
Pyr	3,62	2,19	5,42	2,70	0,83
Min	0,76	1,85	1,39	0,96	0,70
Ap	0,67	0,00	0,67	1,34	-

Norme approchée

Q	35,28	37,92	36,10	43,10	30,90
Or	13,07	17,24	3,61	-	5,84
Ab	27,25	28,82	29,87	23,06	44,01
An	1,11	5,28	1,95	0,28	0,83
Mu	16,40	4,36	18,70	28,20	15,92
Sill	-	-	-	0,49	-
Bl	5,29	3,61	8,07	4,71	2,10
Min	0,62	2,10	1,17	0,96	0,70
Ap	0,67	-	0,67	1,34	-

Pourcentages ioniques .

Type de roche	GRANITES DE GIOUX			GREISEN	Aplites sécantes de bordure
N° d'ordre	51	52	53	54	55
N° d'analyse	2952	2468	2153	2152	674
Si	68,55	70,90	67,45	69,15	68,05
Al	16,65	14,30	16,95	18,00	17,80
Fe ⁺⁺⁺	0,25	0,90	0,45	0,70	0,35
Fe ⁺⁺	0,60	1,00	1,10	-	0,25
Mg	1,50	0,80	2,10	1,50	0,40
Ca	0,55	1,10	0,75	0,75	0,15
Na	5,90	6,30	6,45	5,00	9,35
K	5,65	4,55	4,40	4,55	3,65
Ti	0,10	0,15	0,15	-	-
P	0,25	-	0,20	0,35	-
Mn	-	-	-	-	-
OH	4,5	8	6,2	8	4
O + OH	174	177	174	178	172,5

5. LOCALISATION.

1.- Granites de transition et leurs enclaves.

Granites :

- 1 - Granite de Mouriéras, route D97, au Nord de Bugeat. (Bugeat 160,5/ 515).
Analyse 1882. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 1.
- 2 - Granite à fil de biotite de Chastaing (Bugeat 102/ 566).
Analyse 2469. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 5.
- 3 - Granite équant du type Gioux à trainées sumicacées. RN 691. Pont sur la Corrèze.
(Meymac 176,5/ 366,5).
Analyse 3090 J. Orliac, 1965. Composition minérale n° 9.
- 4 - Granite à fil de biotite de Corrèze - Pont sur la Corrèze - (Meymac 122/ 242).
Analyse 2140. J. Orliac, 1963. Composition minérale n° 17.
- 5 - Granite à fil de biotite - Passage à niveau de Beynat - Station d'Ambrugeat, (Meymac 268/ 434).
Analyse 2067. S. Pignide, 1963. Composition minérale n° 26.
- 6 - - id-
Analyse 2072. S. Pignide, 1963. Composition minérale n° 27.
- 7 - - id-
Analyse 2068. S. Pignide, 1963. Composition minérale n° 28.
- 8 - - id- Croisement de Beynat (Bugeat 265/ 439).
Analyse 2964. S. Pignide, 1964. Composition minérale n° 29.
- 9 - Granite de transition. RN 691 près du pont sur la Corrèze. (Meymac 180-350).
Analyse 2891. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale, n° 25.

Granites gris :

- 10 - Granite gris, en nuage dans les migmatites de Mouriéras - (Bugeat 1965/ 515).
Analyse 1883. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 3.
- 11 - Granite gris, en trainées dans le granite, même localisation.
Analyse 1912, S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 4
- 12 - Enclave de granite gris dans le granite de Corrèze, 2 km au Sud de Corrèze.
route D 26 (La Roche-Canillac : 120-230).
Analyse 1864. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 22.
- 13 - Enclave sphérique de granite gris. Pont sur la Corrèze. D 26 (Meymac 122/ 242).
Analyse 1868. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 20.
- 14 - Granite gris en lits dans les migmatites de Gourdon (Bugeat 135/ 458).
Analyse 3043. F. Cantagrel, 1965. Composition minérale n° 32.

Enclaves gneissiques et loupes sumicacées :

- 15 - Migmatites à sillimanite. Mouriéras. D97 (Bugeat 160,5/ 515).
Analyse 2041. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 2.
- 16 - Migmatites de Chastaing en grands panneaux - (Bugeat 102/ 566).
Analyse 3463. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 6.
- 17 - Migmatites de Montceau (Bugeat 128/ 489).
Analyse 2937. S. Pignide, 1964. Composition minérale n° 12.
- 18 - Enclave gneissique sumicacée. N-D-du-Salut, Corrèze (Meymac 124/ 253).
Analyse 2639. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 18.
- 19 - Loupe à sillimanite - Pont sur la Corrèze RN 691 (Meymac 176,5/ 366,5).
Analyse 3107 - S. Pignide-Couturié, 1965. Composition minérale n° 10.
- 20 - Enclave sumicacée à micas en zone dans le granite de Beynat (Bugeat 264-439).
Analyse 2042. J. Orliac. Composition minérale n° 30.

Enclaves sumicacées sphériques dans le granite gris.

- 21 - Centre sumicacé de l'enclave de granite gris n° 13. Pont sur la Corrèze (Meymac 122/242).
Analyse 1869. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 21.
- 22 - Enclave sumicacée - bords de l'enclave, Route D 26 au Sud de Corrèze (La Roche-Canillac 120/230).
Analyse 1865. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 23.
- 23 - Enclave sumicacée. Centre de l'enclave -ibid-.
Analyse 1877. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 24.

2.- Les granites du type Eyrein et leurs enclaves.

Granites.

- 24 - « Granite gros grain à deux micas. Carrière de Royère au Sud d'Eyrein Corrèze ».
Analyse 632. Y. Chaleil, 1956. (Donnot, 1957).
- 25 - Granite Saint-Augustin (Corrèze).
Analyse S.A. Raoult (A. Lacroix).
- 26 - Granite de Madranges à grain fin, au contact des micaschistes, près d'Ayguepanade.
(Uzerche 053/342).
Analyse 2464, F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 35.
- 27 - Granite de Fraysseline (Meymac 082-343).
Analyse 3001. J. Orliac, 1964. Composition minérale n° 37.
- 28 - Granite Pont sur le Thaurion D 16 - Creuse (Royère 220/745).
Analyse 1783. J. Orliac 1962 . Composition minérale n° 49.
- 29 - Granite de l'Escaumel - Galerie S.G.E. à l'Ouest de Lamativie (Saint-Céré 238/788).
Analyse 3000. J. Orliac, 1964. Composition minérale n° 53.
- 30 - « Granite du Compeix ».
Analyse 623. Y. Chaleil, 1956. (Donnot, 1957).
- 31 - Granite des Estourocs - (Pleaux 345/926).
Analyse 1910. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 51.
- 32 - Granite à grain fin - Saint-Pardoux-La-Croisille. (La Roche-Canillac 200,5/105).
Analyse 1829. J. Orliac, 1962. Composition minérale, N° 41.
- 33 - Granite schisteux à texture oeilée « Migmatites de Sarrans » - (Meymac 177-280).
Analyse 1911. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 56.
- 34 - Bordure greisenisée du granite de Madranges. (Uzerche 053-342).
Analyse 2201. J. Orliac, 1963. Composition minérale n° 36.

Enclaves de granite gris .

- 35 - Granite gris en enclave dans le granite de Servièrès-le-Château. (Argentat 235/986).
Analyse 1871. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 48.
- 36 - Granite gris enclavé, aux abords d'un panneau de migmatites RN 678, 1 km à l'Est de Vieillemar (La Roche-Canillac 153/152).
Analyse 1828. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 44.
- 37 - Granite gris en enclave dans le granite n° 28. Pont sur le Thaurion (Royère 220/745).
Analyse 1888. S. Pignide, 1962. Composition minérale n° 50.
- 38 - Enclave sumicacée sphérique dans le granite n° 32 - Saint-Pardoux-La-Croisille.
(La Roche-Canillac 200,5 - 105).
Analyse 1870. S. Pignide, 1962 . Composition minérale n° 42.
- 39 - Enclave à corindon dans le granite des Estourocs (n° 31). Pleaux 345-926.
Analyse 3131, J. Orliac, 1965. Composition minérale n° 52.

3.- Le granite du type Pérols et ses enclaves.

- 40 - Granite de Pérols .
Analyse 676. Y. Chaleil (M. Donnot, 1957).
- 41 - Granite de Pérols - Carrière (Bugeat 195/496,5).
Analyse 1868. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 57.
- 42 - Granite sur la RN 140 (Bugeat 088/478),
Analyse 1824. J. Orliac, 1962. Composition minérale, n° 63.
- 43 - Enclave d'aprites orientées, carrière du Pont Finaud- (Châteauneuf-la-Forêt 061/439).
Analyse 1878. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 65.
- 44 - Granite à deux micas, migmatitique, barrage du Chastang.
Analyse 672. Y. Chaleil, 1957. (M, Donnot, 1957).
- 45 - Granite du Chastang - (Argentat 225/002).
Analyse 2239. F. Cantagrel, 1963. Composition minérale n° 68.

4.- Granites à cordiérite.

- 46 - Granite à cordiérite - Cimetière de Soubrebost, Sud Pontarion, Creuse.
Analyse 631. Y. Chaleil, 1956. (M. Donnot, 1957).
- 47 - Granite à gros grain, à grenat.
Analyse 1104. Pisani (L. de Launay, 1900-2991).
- 48 - Granite du Grand-Janon (Saint-Sulpice-les-Champs 138/870,5).
Analyse 3095. J. Orliac, 1965. Composition minérale N° 71.
- 49 - Granite laminé au Nord du Monteil (Royère 079/737).
Analyse 1867. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 73.
- 50 - Enclave gneissique dans le précédent.
Analyse 1782. J. Orliac, 1962. Composition minérale n° 74.

5.- Granite du type Gioux.

- 51 - Granite de Gioux (Royère 320/733).
Analyse 2952. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 77.
- 52 - Granite du Longy , légèrement orienté (Bugeat 302/567).
Analyse 2468. F. Cantagrel, 1964. Composition minérale n° 87.
- 53 - Granite de Bessassas (Royère 226/638).
Analyse 2153. S. Pignide, 1963. Composition minérale n° 91.
- 54 - Gneiss associé au précédent,
Analyse 2152. S. Pignide, 1963. Composition minérale n° 92.

6.- Aplites à grenat.

- 55 - « Granite à muscovite et grenat. Carrière de Roumaillac - Corrèze ».
Analyse 674. Y. Chaleil (M, Donnot, 1957).

- Certains caractères chimiques apparaissent immédiatement.

1) Les granites de transition, les granites gris, et les granites à cordiérite sont légèrement plus calciques en moyenne que les granites des types Eyrein et Gioux. Le rapport Ab/An en poids varie de 3 à 7 pour les granites gris et les granites à cordiérite, de 5 à 10 pour les granites de transition, de 10 à 15 pour les granites du type Pérols et de 10 à 25 pour les granites du type Eyrein ou Gioux.

2) Les granites d'Eyrein et de Gioux sont plus siliceux que les autres types.

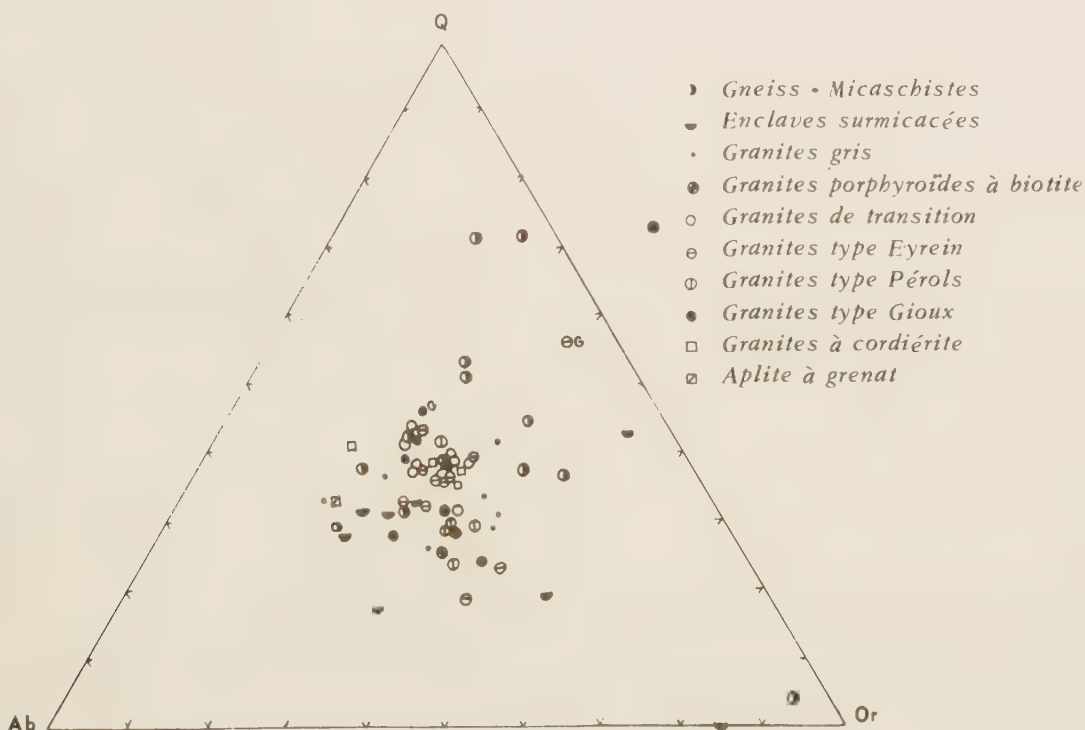
3) Les granites gris, liés sur le terrain, aux migmatites de Mouriéras ou de Gourdon, sont nettement plus potassiques que les autres types cependant que les granites gris enclavés dans le granite de Corrèze sont en général plus sodiques.

4) Les enclaves surmicacées sont, comme on pouvait s'y attendre, appauvries en silice, et enrichies en ferromagnésiens, en alumine, en potasse et en chaux par rapport aux schistes cristallins de bordure.

5) Les greisens sont moins sodiques que les granites voisins.

Position des normes dans le diagramme Q - Ab - Or (Norme CIPW) (fig.41).

Sur ce diagramme sont reportées les normes des leucogranites et de leurs enclaves, ainsi que celles des schistes cristallins de bordure et des granites porphyroïdes orientés.



Les leucogranites se groupent, comme la plupart des granites étudiés ici, autour de la composition $Q = 40$ $Ab = 30$ $Or = 30$, correspondant à celle du minimum pour 500 bars du système de Tuttle et Bowen, mais ce groupement est beaucoup moins strict, en ce qui concerne les proportions relatives d'albite et d'orthose qu'il ne l'était pour les granites des massifs circonscrits de petite taille.

Les granites gris liés aux migmatites sont plus orthosiques et moins quartzeux que les précédents, leur composition est de l'ordre de $Q = 30$ $Ab = 30$ $Or = 40$.

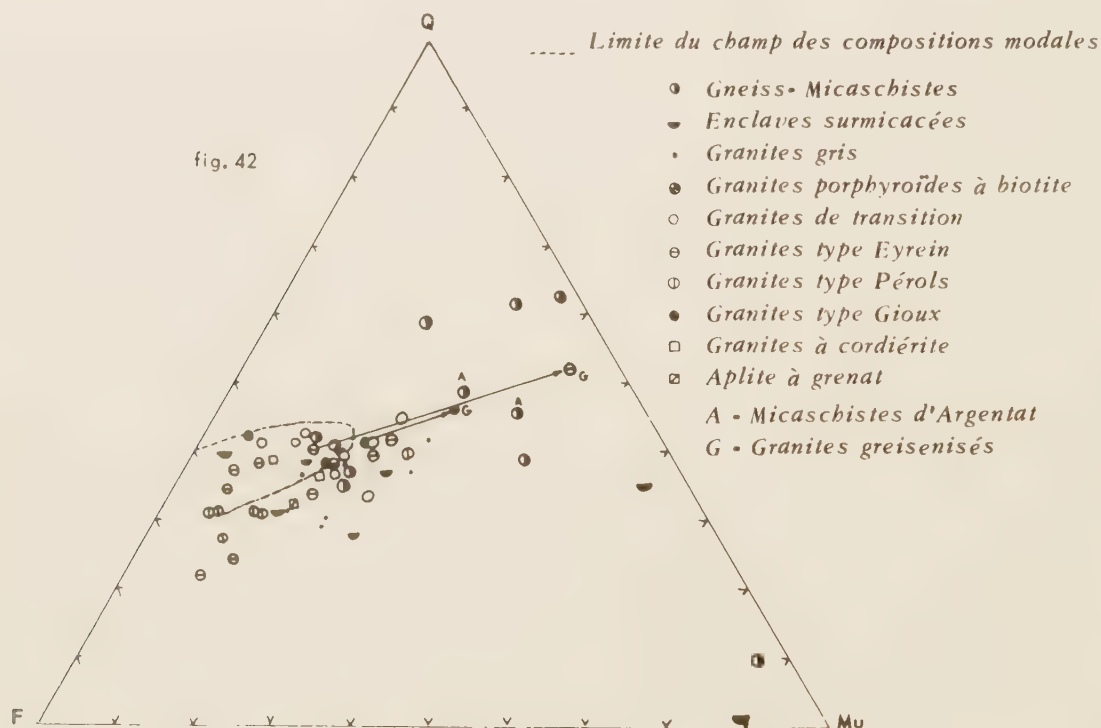
Les granites de Pérols présentent les mêmes caractères, mais moins marqués.

Les granites de transition, mêlés aux granites gris à proximité des panneaux internes de schistes cristallins sont également plus riches en orthose que la moyenne.

Les micaschistes d'Argentat, les gneiss de Chastaing, de Mouriéras et de Grand Janon, ont une composition variable, mais où la proportion d'albite virtuelle demeure proche de 20 %. Quant aux granites porphyroïdes orientés, ils sont nettement moins quartzueux que les leucogranites.

Position des compositions virtuelles sur le diagramme Quartz-Feldspath-Muscovite (normes approchées). (fig.42).

Ce diagramme fait apparaître entre les modes et les normes approchées, les mêmes distorsions qui ont été discutées auparavant. L'allongement du nuage, les positions des greisens par rapport aux granites voisins sont cependant conformes à ce qui a été observé pour les autres massifs et la composition initiale possible $Q = 30 - F = 70$ telle qu'elle a été déterminée à partir des modes, coïncide approximativement avec l'intersection de la médiane du nuage et du côté QF du triangle.



- Les greisens (notés G et reliés par une flèche aux granites auxquels ils sont associés) marquent bien le sens de la transformation.

- Les micaschistes d'Argentat, notés A, et dont le prélèvement statistique permet de penser qu'ils sont représentatifs, sont placés sur le diagramme à proximité des greisens.

- La proportion moyenne d'orthose virtuelle est de 30 % dans les granites, ce qui, dans l'hypothèse d'une muscovitisation métasomatique avec conservation de la silice et de la potasse donne une composition initiale moyenne de $Q = 30 - Or = 30 - Ab = 40$, proche de celle des granites d'Echassières, mais cependant un peu plus potassique.

- Les granites de transition, dont les feldspaths, les muscovites, et même les quartz contiennent des inclusions de fibrolite, doivent être placés à part - leur comportement sur le diagramme modal Q - F - Mu était d'ailleurs différent de celui des autres types de granites - Il semble peu douteux qu'une partie au moins de leur muscovite tire son origine de ces inclusions de fibrolite.

IV - TENEURS EN OLIGOELEMENTS

1 - DOSAGE DANS LES ROCHES.

Pour les leucogranites et leurs enclaves les numéros d'ordre renvoient aux localisations données pour les compositions chimiques.

Les granites de transition et leurs enclaves.

Type de roche	Granites								
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N° Analyse spectro	422	881	877	609	619	618	620	887	889
N° Analyse chimique	1882	2469	3090	2140	2067	2072	2068	2964	2891
Pb	27,5	23,5	19	19	36	29	31	40	32
Sn	7	9	6	9	13	13	14	6	7,5
Ag	0	2	2	6	3	3	3	1	1,5
Cu	17	10	14	19	22	18	23	21	23,5
Ni	31	24	26,5	28	13	12	15	24	30,5
Cr	24	34	16	39	63	64	56	78	157
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Type de roche	Granites gris					Enclaves gneissiques et surmicacées				Enclaves surmicacées sphériques		
N° d'ordre	10	11	12	13	14	17	18	19	20	21	22	23
N° An. spectro.	327	410	420	408	884	848	878	954	665	409	413	414
N° An. chimique	1883	1912	1864	1868	3043	2937	2639	3107	2042	1869	1865	1877
Pb	14	21	17	14	64	14,5	7	13,5	8	13	26	14
Sn	8	5	25	19	5,5	14	9,5	14,5	35	7	7	14
Ag	0	0	0	tr	1,5	1	3	2	2	0	tr	tr
Cu	10	18	67	24	15	45	56	17	21	72	47	108
Ni	tr	21	19	19	24	34	70	126	70	29	23	25
Cr	18	20	22	24	12	62	475	468	440	55	24	32
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Les granites du type Eyrein et leurs enclaves.

Type de roche	Granites						
N° d'ordre	26	27	28	29	30	31	32
N° Anal.spectro.	893	892	411	891	850	622	415
N° Anal.chim.	2464	3001	1783	3000	623	1910	1829
Pb	9	10	35	13	11	10	24
Sn	10	13	6	6	13	15	15
Ag	2	3	0	tr	1	3	tr
Cu	16,5	29	33	24,5	27	14	16
Ni	29	32	21	22	28	15	26
Cr	42	44	21	116	41	32	18
Mo	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0

Type de roche	Granite schisteux	Greisen	Granite gris			Enclaves surmicacées	
N° d'ordre	33	34	35	36	37	38	39
N° Anal.spectro.	621	672	326	325	412	416	953
N° Anal.chim.	1911	2201	1871	1828	1888	1870	3131
Pb	12	7	26	16	25	14	10,5
Sn	15	46	0	16	0	19	10
Ag	3	1	0	0	tr	tr	2
Cu	16	37	236	36	36	42	30
Ni	13	11	tr	18	14	30	124
Cr	31	52	17	22	21	43	400
Mo	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0

Les granites du type Pérols et leurs enclaves - Les granites à cordiérite.

Type de roche	Granites du type Pérols				Granites à cordiérite		
	Granites			Enclaves	Granites		Enclaves
N° d'ordre	41	42	45	43	48	49	50
N° Anal. spectro.	421	419	674	423	851	418	417
N° Anal. chimique	1868	1824	2239	1878	3095	1867	1782
Pb	14	22	21	16	21	13	16
Sn	17	17	9	7	8	6	0
Ag	0	tr	2,5	0	1	0	0
Cu	22	28	15	17	21	14	22
Ni	17	20	17	23	34	32	21
Cr	21	21	49	19	41	21	22
Mo	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0

Les granites du type Goux.

Type de roche	Granites			Granite greisenisé
N° d'ordre	51	52	53	54
N° anal. spectro.	853	879	565	578
N° anl. chimique	2952	2468	2153	2152
Pb	16,5	11	10	8
Sn	16	14	29	20
Ag	1	2,5	4	3
Cu	23	15	19	18
Ni	30	22	16	20
Cr	39	65	30	30
Mo	0	0	0	0
W	0	0	0	0

Type de roche	Micaschistes de bordure			Micaschistes		Gneiss et migmatites des panneaux internes			Granite porphyroïde
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N° Anal, spectro.	676 S	675 S	671 S	896 S	897 S	880 S	852 S	673 S	890 S
N° Anal, chim.	2224	2240	2200	-	2466	2463	2893	2238	2882
Pb	13	13	10	14	9	10	11,5	13	50
Sn	10	8	70	10,5	7	tr	9	8	7
Ag	2,5	2,5	3	1	3	2	1	3	1,5
Cu	33	36	80	7	16,5	17	116	15	29
Ni	19	28	120	74	29	39	72	13	25
Cr	91	86	476	217	31,5	132	152	52	101
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Localisation: 1 = Micaschistes faciès phylliteux (Argentat UTM 187/965)

2 = Micaschistes faciès quartzofeldspathique (Argentat UTM 179/953).

3 = Micaschistes faciès phylliteux au contact du granite.

Ayguepanade (Uzerche UTM 053/343).

4 = Micaschistes de la Bussière au contact du granite (Bugeat UTM 114/456).

5 = Micaschistes de la Bussière à 50m du contact (ibid).

6 = Migmatites de Chastaing (Bugeat UTM 102/565).

7 = Gneiss de Grand-Janon (St-Sulpice UTM 138/870,5).

8 = Migmatites claires de la Maronne - Pont des Tours de Merle.

(Argentat UTM 276/904,5).

9 = Granite porphyroïde orienté de Sarrans (Meymac UTM 174/313).

2 - DOSAGES DANS LES MUSCOVITES.

Type de roche	Micaschistes	Greisen	Granite	Granite	Granite	Granite
N° Anal, Spectro.	667 S	668 S	707 S	610 S	670 S	708 S
N° Anal, chim.	2248	2249	2564	2040	2250	2571
Pb	8	5	3,5	3	5	4,5
Sn	99	177	170	156	80	280
Ag	2	2	2	3	2	2
Cu	34	43	12	24	27	13
Ni	38	17	4	25	13	19
Cr	365	50	4	28	54	59
Mp	0	0	0	0	0	tr
W	-	-	-	-	-	-

Localisation :

- 667 S = Muscovite des micaschistes de Madranges (Uzerche 053/343).
- 668 S = Muscovite du greisen de Madranges - ibid.-
- 707 S = Muscovite du granite de Madranges - ibid -
- 610 S = Muscovite du granite de Fraysselines, type Eyrein (Meymac 083/343).
- 670 S = Muscovite du granite de Pérols (Bugeat 195/495)
- 708 S = Muscovite du granite de Millevaches, type Gioux,(Bugeat 312/529).

3 - INTERPRETATION.

Le cuivre, le nickel et le chrome sont en quantité beaucoup plus forte dans les schistes cristallins et le granite porphyroïde que dans les leucogranites. Dans l'ensemble des leucogranites les granites de transition en contiennent la plus forte proportion et les enclaves sumicacées les concentrent très nettement.

Le plomb paraît plus abondant dans le granite porphyroïde et les leucogranites de transition. Contrairement aux éléments précédents il n'est pas concentré dans les enclaves sumicacées qui n'en tiennent pas plus que les schistes cristallins des bordures et des panneaux internes.

L'étain est en proportions remarquablement constantes dans l'ensemble des schistes cristallins, des granites porphyroïdes et des leucogranites. Les leucogranites de bordure à Ayguepanade, ainsi que les micaschistes adjacents sont, cependant, nettement plus riches en étain que la moyenne des roches du massif. Les analyses de muscovites montrent qu'elles contiennent la plus grande part de l'étain des roches totales et que les plus stannifères sont les muscovites des leucogranites proches des bordures.

Bien qu'aucune analyse portant sur l'*uranium* n'ait été faite on peut néanmoins constater que beaucoup des concentrations en uranium, telles qu'elles ont été inventoriées par les géologues des différentes sociétés intéressées à la prospection du massif et par M. J. Pavillon et J. J. Risler (1960) semblent se placer, à l'opposé de l'étain, dans les zones de transition, autrement dit dans les niveaux inférieurs des leucogranites.

V - ORIGINE DES LEUCOGRANITES.

L'observation des granites de transition, de leurs enclaves, de leurs rapports avec les panneaux internes de schistes cristallins et les granites porphyroïdes orientés conduit à envisager l'anatexie d'un matériel tantôt cristallophyllien, tantôt déjà granitique.

Les micaschistes d'Argentat, les gneiss de Chastaing et de Mouriéras ont une composition virtuelle moyenne de $Q = 45$ $Ab = 20$ $Or = 35$. Le rapport $\frac{Ab}{An}$ est voisin de 20 pour les micaschistes d'Argentat, de 5 pour les gneiss. Selon les données de H.G.F. Winkler et de H. von Platen (1965) leur anatexie donnerait d'abord, pour les gneiss un produit riche en orthose virtuelle et de composition voisine de celle des granites gris de Mouriéras et de Gourdon, et pour les micaschistes un produit plus riche en albite et de composition proche de celle des granites gris de Corrèze et de Puymas. Un produit ayant la composition moyenne des leucogranites du Millevaches soit $Q = 40$ $Ab = 30$ $Or = 30$ pourrait être obtenu dans la proportion de 65 % environ à partir des schistes cristallins - Ceci suppose évidemment que la composition chimique des schistes cristallins analysés est celle de la moyenne des schistes cristallins du massif, ce qui n'est pas prouvé.

Le granite porphyroïde orienté, de composition virtuelle moyenne $Q = 27,5$ $Or = 37,5$ $Ab = 35$, avec un rapport $\frac{Ab}{An}$ voisin de 3, devrait donner comme les gneiss un produit riche en orthose virtuelle.

Quant aux migmatites leucocrates, elles ont déjà une composition de leucogranite.

Il est bien évident que les rapports de masse entre ces différentes « roches-mères » possibles, pose un problème qui ne paraît pas pouvoir trouver de solution - Si on suppose que les schistes cristallins en ont représenté la plus grande partie, on est conduit à se poser un autre problème, celui du devenir de ce qui est resté après l'anatexie soit, dans les conditions supposées plus haut, environ 35 % de la masse totale.

A proximité des panneaux internes de schistes cristallins, les granites de transition s'enrichissent en loupes surmicacées, et près des granites porphyroïdes orientés acquièrent le « fil » marqué par de très fines lentilles de biotite. Mais ils restent tout de même très homogènes et la masse des enclaves demeure minime. Les gneiss du type Eymoutiers et surtout ceux du Grand Janon, riches en grenat, en sillimanite, en cordiérite, pourraient représenter des « restats », mais il est surprenant qu'ils ne soient pas moins sodiques et pas beaucoup plus ferromagnésiens que les micaschistes d'Argentat. Dans ces conditions, on est conduit à admettre qu'il n'existe pas dans le Millevaches de granites vraiment autochtones et que les restats ont pu demeurer à un niveau inférieur.

La composition chimique des schistes cristallins présente un caractère que j'ai souligné au cours de leur étude. Le rapport silice / alumine est sensiblement égal au rapport silice / alumine dans un mélange quartzo-feldspathique et plus particulièrement dans un granite. Mais ils contiennent deux fois moins de soude. En admettant l'introduction de 1,2 % de soude au cours de l'anatexie des micaschistes d'Argentat ou des gneiss du Nord du massif, la quantité de produit granitique, ayant la composition des leucogranites serait non plus de 65 % mais de près de 95 %. En supposant que le matériel granitique obtenu avait non la composition actuelle, mais une composition initiale de $Q = 30$ $Ab = 40$ $Or = 30$, la proportion obtenue à partir des schistes cristallins, ne serait que de 35 % environ dans le cas d'une anatexie topochimique et pour arriver à une anatexie presque totale de ces mêmes schistes cristallins, il faut admettre l'introduction de 2 à 2,5 % de soude supplémentaire, compensée par un départ d'eau.

L'hypothèse de l'intégration d'un supplément de soude au moment de l'anatexie, que cette soude vienne d'ailleurs, ou soit simplement empruntée à des solutions interstitielles comme l'a supposé Winkler dans le cas de l'anatexie d'une illite, n'est pas absolument gratuite. Elle peut en effet, rendre moins aigu le problème de la rareté des restats dans les granites de transition où les orientations de la roche-mère se conservent, et qui, de ce fait, semblent bien s'être formés sur place.

Il faut bien avouer cependant qu'il existe un curieux antagonisme entre l'introduction de soude que suppose une anatexie presque totale, et le départ de soude qui accompagnerait, dans le granite né de cette anatexie, la muscovitisation métasomatique. Il est vrai que cette muscovitisation ne fait que préfigurer la phyllitisation des feldspaths au cours de la dégradation des granites. Le problème du cycle du sodium est seulement posé ici dans un cadre plus étroit que celui du schéma persédimentaire de W. Nieuwenkamp (1956).

VI - CONCLUSIONS

Les études géochronologiques permettent de penser que les leucogranites du massif de Millevaches se sont constitués et mis en place au cours de la phase asturienne dans un cadre de schistes cristallins et de granites porphyroïdes vraisemblablement briovériens. Dans leur grande masse, les schistes cristallins sont des micaschistes plus ou moins riches en feldspaths et de grain plus ou moins fin en alternance monotone - Le métamorphisme d'intensité variable se rapproche du « type Abukuma » de A. Miyashiro et H G F. Winkler. Les termes les plus transformés sont les gneiss de Grand Janon, à cordiérite maclée, grenat, sillimanite, orthose et biotite. Quelques enclaves d'amphibolites et de pyroxénites à diopside et bytownite sont les seuls témoins de niveaux calciques dans la série.

Les leucogranites semblent être disposés en travers d'anciennes structures, et par une mise en place diapirique ont redressé les schistes cristallins des bordures, cependant qu'ils devenaient eux-mêmes schisteux au point de se transformer en phyllonites. Là où ils ne sont pas oblitérés par la schistosité, c'est-à-dire essentiellement dans le Sud du massif, les contacts sont nets et francs et s'accompagnent d'une diminution du grain des granites et parfois d'une greisenisation.

Dans le coeur du massif, au contact de certains panneaux de schistes cristallins, les leucogranites se chargent en enclaves sumicacées ou en loupes de fibrolite qui, plus loin, se réduisent à de petites lentilles de biotite et de muscovite. Souvent, et c'est le cas surtout près des contacts avec les granites porphyroïdes orientés, ces lentilles demeurent alignées et déterminent, dans le granite, un « fil » de biotite. La fréquence et la taille de ces enclaves surmicacées diminuent progressivement jusqu'aux bordures des granites, où elles se trouvent associées à des enclaves de grande taille de schistes cristallins, qui ne paraissent avoir subi aucune transformation, ni d'ordre paragénetique, ni d'ordre structural.

Plusieurs types granitiques ont été distingués.

- Le *granite de Gioux* qui borde le massif à l'Est et au Nord, présente tous les caractères des granites d'Echassières, y compris les faciès hétérogranulaires et porphyriques de bordure.
- Le *granite d'Eyrein* qui occupe le Sud et l'Ouest du massif est, en moyenne, de grain plus fin et plus hétérogène que le précédent, les loupes sumicacées y sont plus nombreuses et la schistosité affecte, à la bordure, une épaisseur plus grande.
- Le *granite de Pérols*, localisé aux zones occupées par le granite porphyroïde orienté, qu'il recoupe et qu'il enclave, présente la plupart des caractères du granite d'Eyrein. Il est cependant moins quartzeux et plus potassique.
- Le *granite à cordiérite*, qui recoupe et enclave des gneiss à cordiérite ou le granite porphyroïde orienté, est très proche du type Pérols auquel il semble passer progressivement. Son extension est limitée au Nord-Ouest du Massif.
- Les *granites intermédiaires* sont caractérisés par l'abondance des enclaves sumicacées et la présence fréquente d'un fil de biotite.
- Enfin le *granite gris* apparaît dans les migmatites des panneaux internes, en lits entre les feuilletts phylliteux, ou en bouffées dans le granite porphyroïde orienté. On le retrouve en enclaves dans les leucogranites. Il est plus riche en biotite et moins siliceux que les précédents.

Là position même des granites gris, la permanence des orientations des schistes cristallins ou du granite porphyroïde orienté dans les granites de transition, incitent à les considérer comme autochtones, cependant que les contacts des autres types de leucogranites avec les

schistes cristallins de la bordure obligent à penser qu'ils ne le sont pas - Les distinctions faites entre les différents types, distinctions fondées sur leur comportement à leur contact avec les autres roches, sur leur position, sur leurs caractères pétrographiques, ne doivent pas faire oublier qu'ils sont très vraisemblablement congénères et qu'il est impossible, sur le terrain, d'établir une limite précise entre les granites de Gioux ou d'Eyrein et les granites de transition, ou entre ceux de Pérois et le granite gris. Les enclaves non modifiées de schistes cristallins ou de granites porphyroïdes sont associées, dans les granites de Gioux et d'Eyrein ou de Pérois, aux loupes sumicacées que l'on voit naître, à partir des mêmes schistes cristallins à un autre niveau, celui des granites de transition - Cet ensemble de caractères permet d'envisager pour tous les types de granites une même origine anatectique. Mais la rareté des « restats » dans les granites de transition pose le problème des conditions de cette anatexie et conduit à supposer un apport de soude permettant une anatexie presque totale. Pour le Millevaches comme pour le Velay, « la transformation métasomatique d'échange avec anatexie » telle qu'elle a été envisagée et discutée par J. Didier et M. Roques (1963) s'accorde mieux aux données de terrain que l'anatexie purement topochimique. Excepté la soude, plus abondante dans les granites, et les ferromagnésiens plus abondants dans les schistes cristallins, tous les éléments du granite existent en proportions correctes dans les roches-mères possibles.

Les oligoéléments se comportent comme les éléments majeurs. Le chrome et le nickel lié à la biotite, sont concentrés dans les enclaves surmicacées. L'étain, dont les teneurs moyennes sont équivalentes pour les schistes cristallins et les granites, est cependant concentré dans les bordures des granites et les micaschistes adjacents, autrement dit au « toit » des granites.

Les granites du type Gioux, Eyrein et Pérois sont riches en muscovite. Certains d'entre eux, en bordure du massif, sont presque totalement greisenisés et parfois kaolinisés. Leurs compositions minéralogiques et les normes approchées calculées d'après leurs compositions chimiques sont marquées par une évolution parallèle des proportions de muscovite et de quartz, tout comme pour les leucogranites étudiés auparavant. Il est vraisemblable que les réactions métasomatiques sont à l'origine d'une bonne part de la muscovite.

VUE D'ENSEMBLE ET CONCLUSIONS

Les pétrographes français d'autrefois ont individualisé un certain type de roches granitiques qu'ils ont appelé « granulite » après Aug. Michel-Lévy. La définition de ce terme a subi de multiples mutations, les auteurs ayant admis comme caractère déterminant soit le grain, soit la forme dihexaédrique des quartz, soit la présence de muscovite. En dépit des fluctuations de leur définition ce sont toujours les mêmes granites qui ont été décrits et cartographiés comme des « granulites ». Bien que ni la taille du grain, ni la forme des quartz, ni l'abondance de la muscovite ne puissent les caractériser, ces roches n'en constituent pas moins, par leurs compositions minérales et chimiques, un type bien particulier de granites qui se sont mis en place, dans le Massif Central à la fin de l'orogénèse varisque, entre Westphalien et Stéphanien.

Ce sont des granites hololeucocrates (au sens de Jung et Brousse) à feldspaths potassiques et albite ou oligoclase acide. Dans la classification de Johannsen ils entrent dans les catégories des alaskites, des leucogranites (s.s.), des leucogranodiorites ou des granites (s.s.). Selon la classification chimique de Lacroix, ce sont toujours des granites hololeucocrates, le plus souvent alcalins, quelquefois calco-alcalins. Afin de conserver l'unité de ce groupe tout en éliminant le terme de « granulite » dont la signification universellement reconnue est tout autre, j'ai utilisé le mot de *leucogranite* dans un sens plus large que celui que lui avait donné Johannsen. Ce terme a le mérite de souligner le caractère fondamental de ces roches, à savoir leur très faible teneur en ferro-magnésiens.

Certains des leucogranites que j'ai étudiés, ceux des *massifs d'Echassières, de Montaignut-en-Combrailles, de la Pierre-qui-Vire, de Thizon* ont en commun tout un ensemble de caractéristiques :

- leur gisement en massifs circonscrits à bords nets et d'extension limitée.
- leur grande homogénéité de composition, tant minérale que chimique.
- la présence, en bordure des massifs, de franges aplitiques.
- la rareté des enclaves.

Les leucogranites de la Margeride se présentent avec deux types de gisement dans un granite porphyroïde à biotite. Les uns, en massifs bien délimités peuvent, sans hésitation, être assimilés aux précédents. Les autres, en filons ou en laccolites, sont comparables aux aplites sécantes qui recoupent les leucogranites en massifs et dépassent largement leurs limites.

Tous ces leucogranites se sont vraisemblablement constitués à partir d'un *magma* venu d'ailleurs.

Les leucogranites du Massif de Millevaches sont beaucoup plus divers et si certains se rattachent par leur gisement et par leur faciès au groupe précédent, d'autres semblent s'être constitués *sur place* aux dépens de roches dont ils conservent l'orientation.

I - LES LEUCOGRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS

Leur mise en place sous forme de magma est établie, dans deux cas au moins, celui du massif d'Echassières et celui du massif de la Pierre-qui-Vire par l'existence d'enclaves en panneaux désorientés, ou en roof-pendant. A Echassières, les micaschistes de la bordure ont subi un métamorphisme dans le faciès cornéennes à hornblende. Ailleurs, la nature granitique des roches où les leucogranites se sont établis ne permet pas de se prononcer sur l'intensité du métamorphisme qu'ils ont déterminé.

Des faciès de bordure, d'aspect et d'importance variables, apparaissent dans tous les cas. Le massif de la Pierre-qui-Vire est le seul à les présenter tous. Il ne s'agit pas de roches vraiment microgrenues mais d'aplitites que j'ai appelées *aplitites frangeantes*, par opposition aux aplitites filoniennes. En sommet de coupole les plus marginales renferment des nodules constitués par du quartz et de la cordiérite en proportions définies. Elles passent rapidement, mais de manière progressive, à des aplitites porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspaths où les nodules à cordiérite s'émiettent, et où apparaissent des prismes de pinite. Un granite hétérogranulaire où la différence de taille entre les phénocristaux et les grains de la mésostase s'atténue progressivement, fait la transition entre les aplitites porphyriques et le granite banal. Les leucogranites contiennent, plus ou moins loin de leurs limites, des enclaves d'aplitites en tous points identiques aux aplitites des bordures. Elles représentent vraisemblablement des fragments de la frange aplitique localement disloquée et reprise dans le magma de la même manière que les roches où s'est opérée la mise en place. Les aplitites et aplitites porphyriques ont les mêmes compositions minérales et chimiques que les granites qu'elles frangent ou qui les enclavent, et renferment, dans des proportions similaires, les mêmes oligoéléments. Certains leucogranites contiennent, en enclaves, des syénites quartzifères dépourvues de muscovite. Leurs feldspaths ont les mêmes caractéristiques que ceux des leucogranites voisins, et elles doivent être considérées comme le produit d'une différenciation précoce.

Avec les enclaves aplitiques et syénitiques et de rares enclaves d'origine étrangère, les leucogranites en massifs circonscrits renferment de petites loupes sumicacées, généralement à biotite et muscovite.

II - LES LEUCOGRANITES EN MASSES ET EN FILONS DANS LES GRANDS MASSIFS GRANITIQUES.

Le Massif de la Margeride, que j'ai choisi pour l'étude de ces leucogranites, est constitué, dans sa plus grande masse, par un granite porphyroïde calcoalcalin. Dans ce granite porphyroïde des massifs de leucogranites se sont mis en place. Leur gisement, la présence d'aplitites frangeantes et de types hétérogranulaires, permettent de les identifier aux leucogranites en massifs circonscrits.

A ces massifs s'ajoutent des filons aplitiques et pegmatitiques qui dessinent de vastes coupoles - Ils se comportent de la même manière que les aplitites sécantes des massifs circonscrits.

Les syénites de Grandrieu, très poreuses et riches en muscovite, tirent leur origine de l'élimination secondaire des quartz des leucogranites.

III - LES LEUCOGRANITES EN MASSIFS COMPLEXES

Le type en est le Massif de Millervaches qui présente une grande variété de leucogranites. Les données de la géochronologie permettent de penser qu'ils se sont mis en place au cours de la phase asturienne dans un ensemble vraisemblablement précambrien de schistes cristallins

et de granites porphyroïdes. Le redressement des schistes cristallins des bordures est lié à la mise en place diapirique des leucogranites qui, pour leur part, acquièrent près des contacts une texture schisteuse ou ocellée avec une linéation subhorizontale. Ces phénomènes n'ont pas partout la même intensité et le contact net et discordant des leucogranites et de leur couverture est parfaitement visible dans le Centre et le Sud. Le grain s'affine près de ces contacts et le granite de Gioux qui borde à l'Est le massif présente des différenciations hétérogranulaires comme le granite typiquement circonscrit d'Echassières. Cette analogie se retrouve dans l'association d'enclaves apparemment non modifiées de schistes cristallins et de loupes surmicacées.

- L'originalité du massif de Millevaches tient à la présence, à côté des leucogranites des bordures que l'on pourrait qualifier d'allochtones, de leucogranites que l'on voit, dans le coeur du massif, « naître » à partir des schistes cristallins ou du granite porphyroïde dont ils conservent parfois l'orientation. Ces granites autochtones renferment des enclaves de schistes cristallins qui évoluent en enclaves surmicacées et s'émiettent rapidement en loupes ou en schlierens. La masse de ces restites est insuffisante pour que puisse être envisagée une anatexie différentielle strictement topochimique. A moins d'admettre que les restites ont pu se sédimenter à un niveau inférieur, on est conduit à supposer une anatexie quasi totale avec apport de soude. La continuité entre les granites autochtones et les granites « allochtones » des bordures permet d'envisager avec quelque vraisemblance une origine anatectique du magma à partir duquel se sont constitués les leucogranites en massifs circonscrits. Les loupes surmicacées seraient la marque de cette commune origine.

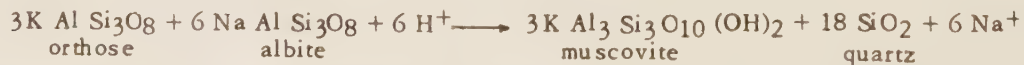
IV - LA MUSCOVITE DANS LES LEUCOGRANITES

La muscovite apparaît dans les leucogranites:

- interstratifiée avec la biotite,
- en remplacement de la cordiérite et beaucoup plus rarement de la sillimanite ou de l'andalousite,
- sous forme de séricite dans les plagioclases,
- enfin associée au quartz, en remplacement des feldspaths alcalins.

Les associations du quartz et de la muscovite, bien que fréquentes, n'apparaissent pas dans tous les cas. Même lorsqu'elles sont absentes, les modes montrent un accroissement parallèle des proportions de quartz et de muscovite alors que diminue la quantité de feldspaths. Le même phénomène se traduit, dans les compositions chimiques par une augmentation de l'alumine libre et de la silice libre, en d'autres termes du corindon virtuel et du quartz virtuel dans les roches les plus muscovitiques. D'autre part, dans un massif donné, les leucogranites les plus riches en muscovite sont généralement les moins sodiques.

Ces caractères minéralogiques et chimiques trouvent une explication dans les réactions de transformation métasomatique des feldspaths en muscovite par déplacement des alcalins et expulsion partielle de la soude, avec fixation sur place de la silice, de l'alumine et de la potasse sous forme de quartz et de micas blancs. La transformation peut s'écrire:



Poussée à son terme une telle réaction conduit à l'élaboration d'un gneiss constitué par le quartz du granite originel et par le quartz et la muscovite nés de la transformation des feldspaths. Cette évolution est rare et le plus souvent la proportion de muscovite ne dépasse pas 15%. Les moins riches en muscovite des roches étudiées sont soit les plus siliceux des leucogranites, soit au contraire les différenciations syénitiques locales incluses dans des leucogranites qui, eux, sont riches en muscovite. L'absence ou la rareté de la muscovite dans ces roches, dont le caractère commun est d'avoir une teneur en silice qui les éloigne du domaine des « minimums » granitiques, oblige à admettre un contrôle thermique du développement de la muscovite.

Ce contrôle permet seul de comprendre pourquoi, de toutes les roches éruptives, les granites hololeucocrates, à deux feldspaths, dont les températures de cristallisation sont les plus basses, sont les seuls où apparaisse une quantité notable de muscovite.

L'existence de ce contrôle thermique conduit, par ailleurs à se demander si les conditions permettant la cristallisation directe de la muscovite dans un magma granitique hyperalumineux n'ont pas été atteintes et si la muscovite n'est pas, tout simplement, « primaire ».

Cependant, si on admet pour la muscovite une telle origine, il devient impossible d'expliquer la constitution minéralogique et chimique des leucogranites naturels. D'autre part, quelles que soient les teneurs en muscovite de ces granites, les proportions de quartz, d'albite et d'orthose virtuels établies d'après leurs compositions chimiques les placent dans le domaine des minimums thermiques de basse pression du système quartz-albite-orthose-eau (N.L. Bowen et O.F. Tuttle, 1958). Ces minimums, très siliceux et peu sodiques, correspondent à des températures incompatibles avec la cristallisation directe de la muscovite.

Au contraire, la composition « initiale » des leucogranites riches en muscovite, telle qu'elle peut être reconstituée d'après les « trainées » obtenues sur les diagrammes ou à partir de leur composition actuelle en admettant une origine métasomatique de la muscovite qu'ils contiennent, est proche de la composition des « minimums » granitiques plus sodiques et moins siliceux obtenus à température modérée et à pression d'eau élevée. Ces conditions sont, elles, compatibles avec une origine primaire de la muscovite.

En d'autres termes la muscovitisation métasomatique ne se déclencherait que dans des conditions compatibles avec une cristallisation directe de la muscovite. Il y a là une contradiction qui n'est sans doute qu'apparente. En effet les expériences de J.J. Hemley et de M. Lagache montrent que les transformations métasomatiques de feldspaths sont contrôlées par les concentrations ioniques mais aussi par les températures. Il semble qu'au-dessus d'une certaine température les feldspaths demeurent stables quelles que soient les variations du rapport $\frac{K^+}{H^+}$. Les compositions des leucogranites naturels et des syénites permettent, par référence aux systèmes artificiels, de placer ce seuil thermique aux environs de 700° C. Pour les roches cristallisant au-dessous de cette température, un abaissement de la valeur du rapport $\frac{K^+}{H^+}$ pourrait conduire, sans variation de la température, à la transformation des feldspaths en muscovite et éventuellement en kaolin. A valeur égale du rapport $\frac{K^+}{H^+}$ la transformation doit être d'autant plus complète que la température de cristallisation du magma est plus basse. Il se peut que ce soit l'explication de l'association, sur le terrain, des zones greisenisées et kaolinisées et aussi du fait que les granites les plus riches en muscovite soient les seuls qui aient subi ces transformations.

La muscovite née de la transformation métasomatique des feldspaths serait ainsi associée à une muscovite primaire, sans doute représentée par les paillettes incluses dans les phénocristaux et par celles qui, interstratifiées avec les biotites, servent parfois de support aux intercroissances de muscovite et de quartz développées sur les feldspaths. La cordiérite ou l'andalousite, toujours phyllitisées sont également à l'origine d'une certaine quantité de muscovite, ainsi que les noyaux plus calciques des plagioclases, généralement séricitisés.

Il ne semble pas, enfin, que la transformation souvent décrite de la biotite en muscovite ait une réalité dans les granites étudiés.

En bref, on peut considérer que, mise à part la transformation de la biotite, les origines données classiquement pour la muscovite :

- par cristallisation directe d'un magma granitique hyperalumineux à température modérée,
- par transformation métasomatique des feldspaths alcalins,
- par altération des minéraux alumineux, cordiérite ou silicates d'alumine
- par décalcification des plagioclases,

sont toutes possibles. Il n'en demeure pas moins que la plus grande part de la muscovite des leucogranites provient de la transformation deutérique de minéraux préexistants, plus particulièrement des feldspaths alcalins et, dans une moindre mesure, des minéraux alumineux

Cette dégradation en micas de minéraux déjà constitués tient sans doute au fait, souligné par R. Perrin et M. Roubault (1963), qu'un granite, dans la nature, *ne se constitue pas en système clos*. Les déplacements de matière accompagnant la greisenisation et la kaolinisation qui, parfois, interviennent après le développement de la muscovite dans les granites les plus muscovitisés sont, à cet égard, particulièrement significatifs. Le granite greisenisé a perdu la presque totalité du sodium qu'il contenait mais il s'est enrichi en hydrogène et en fluor. L'apparition de la topaze entraîne l'évacuation du potassium. Le granite kaolinisé a perdu la totalité des alcalins et les deux-tiers de la silice de ses feldspaths. Ces déplacements sont importants et il est aisé de les mettre en évidence. La muscovitisation métasomatique, plus généralisée, est aussi beaucoup plus discrète dans ses effets. Elle est cependant, dans les leucogranites, le plus important de ces « changements » qui, selon O. F. Tuttle et N. L. Bowen, « prennent place entre la fin de la cristallisation magmatique et l'observation sous le microscope ».

BIBLIOGRAPHIE

1 - BIBLIOGRAPHIE GENERALE.

- ARNOULD M. (1961) : Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mémoires du B.R.G.M., Paris* n° 3, 1 vol. 175 p.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1957) : Sur le granite de Mont-Louis (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6° série, t.7, p. 245-269.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1957) : Sur la signification de la sillimanite dans les Pyrénées. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n°7, p. 141-143.
- AUTRAN A. (1964) : Sur la signification de la structure planaire dans le massif granitique de Mont-Louis (P.O.). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t.258, p. 6191-6194.
- BAHEZRE D., MICHEL R., VIALON P. (1965) : Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. *Bull. Soc. franç. Minér. Cristallog.*, t.88, p. 267-272.
- BAILLET P. (1963) : Etude pétrographique et géochimique de la partie Sud-Est du Massif granitique de Mortagne (Vendée). *Sciences de la Terre, Nancy*, t.9, n°4, p. 393-420.
- BARKER D.S. (1964) : The Hallowell granite, South Central Maine. *Amer. J. Sci.*, vol. 262, n°5, p. 592-613.
- BARSUKOV V.L. (1956) : Du nouveau sur la géochimie de l'étain. 20° Congr. Géol. internat. Mexico. *Sympos. Explora. geoquim.*, t.1, p. 29-40. Traduct. M. Marcovic. B.R.G.M.
- BARTH T.F.W. (1955) : Température de formation de certains granites précambriens de Norvège Méridionale. *Sciences de la Terre, Nancy*, numéro hors série, p. 119-129.
- BARTH T.F.W. (1959) : Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *The J. of Geol.*, vol. 67, n°2, p. 135-152.
- BLACK R. (1965) : Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t.260, p. 5829-5832.
- BEST M.G. (1963) : Petrology of the Guadalupe igneous complex, South Western Sierra Nevada foothills. California. *J. of Petrology*, vol. 4, part. 2, p. 223-259.
- BONHOMME M., PHILIBERT J., ROQUES M., VIALETTE Y. (1961) : Ages absolus dans le Viséen et le Stéphanien du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.252, p. 3084-3086.
- BORKOWSKA M. (1963) : Etude des feldspaths potassiques du Massif granitique de Karkowosze (Sudètes - Pologne). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, t.86, n°2, p. 109-114.
- BOWEN N.L. (1922) : The behaviour of inclusions in igneous magmas. *The J. of Geol.*, vol. 30, n°6, p. 513-570.
- BRAMMALL A., HARWOOD H.F. (1932) : The Dartmoor granites. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 88, p. 171-237.
- BROUSSE R. (1957) : Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de La Palisse (Ardèche). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallog.*, vol. 80, p. 39-48.
- BROWN C.B. (1962) : Influence of layer change on X-Ray properties of muscovite. *Dissert. Abstr. USA*, vol. 22, n°7, p. 2123.
- CAPDEVILLA R. (1964) : Sur le contrôle lithologique et structural du granite de Guitiriz (Lugo, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Fr.* t.258, p. 5882-5884.
- CARMAN J.H., TUTTLE O.E. (1964) : Experimental studies bearing on the origin of mymekite, *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, n°76, p. 29.

- CHAURIS L. DUPUY Cl. (1964) : Observations préliminaires sur la géochimie du lithium dans les formations granitiques de Bretagne Occidentale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 2135-2137.
- CHAYES F. (1952) . The finer-grained calcic granites of New-England. *The J. of Geology*, vol. 60, n° 3, p. 207-254.
- CHAYES F. (1957) : A provisional reclassification of granites. *Geol. Mag.*, vol. 94, p. 58-68.
- CHAYES F., SUZUKI Y. (1963) : Geological contours and trend surfaces. *J. of Petrology*, vol. 4, Part. 2, p. 307-312.
- CHENEVOY M. (1958) : Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 428 p.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1963) : Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du Mont-Pilat (Massif Central). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 256, p. 446-449.
- CLIN M., de la ROCHE H., LELONG F., POTY B. (1962-1963) : Nouvelles observations sur le Massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales). *Sciences de la Terre*, Nancy, 9, n° 2, p. 149-174.
- COGNE J. (1960) : Schistes cristallins et granites en Bretagne Méridionale. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 367 p. et Thèse Strasbourg 1957.
- COGNE J. (1962) : Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 4, p. 413-430.
- CONQUERE F. (1963) : Données préliminaires sur la cordiérite du Massif granitique du Huelgoat. *C.R. du 88° Congrès nat. des Soc. Savantes, Clermont, section des Sciences, tome II*, p. 327-336.
- COPPENS R. (1964) : Sur la relation entre les teneurs en uranium et les teneurs en silice dans les roches cristallines. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 627-630.
- CORRENS C.W. (1961) : Observations sur la formation et la transformation des minéraux argileux lors de la décomposition des basaltes. *Genèse et synthèse des argiles, Paris. Colloques internationaux de la Recherche Scientifique. Editions du C.N.R.S.*
- CROWLEY M.S., ROY R. (1964) : Cristalline solubility in the muscovite and phlogopite group. *Amer. Mineral.*, vol. 49, n° 3-4, p. 348-362.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962) : Rock-forming minerals. *Longmans edit. London*.
- DELVIGNE J. (1965) : Pédogénèse en zone tropicale, O.R.S.T.O.M., Dunod éditeurs, Paris.
- DEMAY A. (1948) : Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1 vol. 259 p.
- DEN TEX E. (1965) : Metamorphic lineage of orogenic plutonism. *Géologie en Mijnbouw*, 44° Jaargang, p. 105-132.
- DE VRIES R.C. (1964) : The system Al_2SiO_5 at high temperatures and pressures. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, n° 76, p. 43-44.
- DIDIER J., ROQUES M. (1959) : Sur les enclaves des granites du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 248, p. 1839-1841.
- DIDIER J., ROQUES M. (1960) : Nature des enclaves dans les différents types de granite du Massif Central français. *Internat. Géol. Congr. 21° session, Norden*, t. 14, p. 194-206.
- DIDIER J. (1962) : Températures de formation de certains granites du Massif Central français d'après l'étude de leurs enclaves étrangères. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 255, p. 2141-2149.
- DIDIER J. (1964) : Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sciences. Univ., Clermont-Fd.*, 1 vol., 254 p.
- DIMITRYEV L.V., KOTINA R.P., MOISEYEVA R.P. (1962) : Variations in the composition of biotite and the conditions of its stability in granites of different petrochemical types as illustrated by the Kaib Massif (Central Kazakhstan). *Geochemistry*, n° 3, p. 248-266, traduit de *Geokhimiya* (1962), n- 3 p. 220- 235.
- EBERHART J.P. (1963) : Etude de la phase type spinelle formée à partir de la muscovite par chauffage entre 1050 et 1200°C. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 256, n° 18, p. 3860-3863.

- ELLER J.P. von (1961) : Les gneiss de Sainte-Marie aux Mines et les séries voisines des Vosges Moyennes. Etude géologique et pétrographique. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, n° 19, 1 vol.
- ELLER J.P. von (1964) : Présence et signification de la cordiérite dans le métamorphisme régional. *Krystalinikum, Prague*, n° 2, p. 7-21.
- EMMONS R.C. et alt. (1953) : Selected petrogenetic relationships of plagioclase. Petrogeny of the syenites and nepheline syenites of Central Wisconsin. *Geol. Soc. of Amer. Mem.* 52, p. 71-87.
- ESKOLA P. (1921) : The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. I. Bd.* 6.
- ESKOLA P. (1933) : On the differential anatexis of rocks. *C.R. Soc. geol. Finlande*, n° 7, p. 12-25.
- EVANS B.W. (1965) : Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Amer. J. Sci.* vol. 263, p. 647-667.
- EXLEY C.S. (1958) : Magmatic differentiation and alteration in the St Austell granite. *Quart. J. Geol. Soc.*, 114, p. 197.
- FABRIES J., ROCCI G. (1965) : Le massif granitique de Tarraouadji (République du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.* t. 38., p. 319-340.
- FAURE J., MACAUDIERE J. (1962) : La haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). Structure des ensembles granitiques et métamorphiques. *Sciences de la Terre, Nancy*. t. 9, n° 2, p. 121-148.
- FAURE J. (1965) : Les granites à deux micas de la haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). *Sciences de la Terre, Nancy*, t. 10, n° 1, p. 5-24.
- FERSMAN A.E. (1931) : Les pegmatites. Leur importance scientifique et pratique. *Acad. Sci. URSS - Leningrad. Traduct. R. du Trieux de Terdonck, J. Thoreau, Ed. Rapid-Copy. Louvain* (1951), 3 vol., 675 p. ronéotypé.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1964) : L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 4299-4302.
- FORESTIER F.H. (1962) : Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. 59, n° 271, p. 520-813. *Thèse Clermont-Fd*, 1961.
- FYFE W.S., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1958) : Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 73, p. 199-239.
- GATES R.M. (1953) : Petrogenic significance of perthite. *Geol. Soc. of Amer. Mem.* 52, chap. 5, p. 55-69.
- GATES R.M., SCHEERER P.E. (1963) : The petrology of the Nonewaug granite. Connecticut. *Amer. Mineral.* vol. 48, p. 1040-1069.
- GLANGEAUD L. (1958) : Le plutonisme sialique, ses relations avec le métamorphisme dans les Pyrénées Orientales et Centrales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6° série, t. 8, p. 961-978.
- GLANGEAUD L. (1959) : Géodynamique du granite d'après les données géologiques et expérimentales. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 249, n° 17, p. 1693-1695.
- GOGUEL R. (1963) : Die chemische Zusammensetzung der in den Mineralen einiger Granite und ihrer Pegmatite eingeschlossenen Gase und Flüssigkeiten. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 155-181.
- GONI J.C., GUILLEMIN C. (1964) : Etude de la paragenèse de quelques minéraux des pegmatites d'Alto-Ligenha (Mozambique). *Bull. Soc. Franc. Minéral. Cristallog.*, t. 37, p. 553-556.
- GUITARD G. (1963) : La composition des biotites de gneiss oillés du Canigou (Pyrénées-Orientales) et l'origine de ces gneiss. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, t. 86, n° 2, p. 139-142.
- HARKER A. (1939) : Metamorphism, a study of the transformation of rock-masses. *Methuen Co edit.*, London, 1 vol., 362 p.
- HARME M. (1962) : An example of anatexis. *C.R. Soc. Geol. Finl.*, n° 34, p. 113-125.
- HAWLEY C.C. (1964) : Genetic relations of Pikes Peak granite and beryllium bearing greisens, Lake George Area, Park County, Colorado. Meeting in Albuquerque. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, n° 76, p. 276.

- HEMLEY J.J. (1959) : Some mineralogical equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Amer. J. of Sci.*, vol. 257, p. 241-270.
- Iiyama J.T., WYART J., SABATIER G. (1963) : Equilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases à 500, 600, 700, et 800°C sous une pression d'eau de 1000 bars. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 256, n° 24, p. 5016 - 5020.
- Iiyama J.T. (1964) : Etude des réactions d'échange d'ions Na - K dans la série muscovite-paragonite. *Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristallog.* (1964), t. 87, n° 4, p. 532-541.
- JOHANNSEN Ph. D.A. : A descriptive petrography of the igneous rocks. *The University of Chicago Press, Chicago, Ill.*, 3^e édition, 1949.
- JUNG J. (1935) : Démonstration de l'âge post-Viséen des intrusions granitiques dans le bassin de Ferrières (Allier). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 246-247.
- JUNG J., ROQUES M. (1938) : Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 39, n° 197, p. 120 - 148.
- JUNG J. (1946) : Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 372 p.
- JUNG J. (1954) : Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Annales Hébert et Haug. Paris*, t. 8, p. 245 - 258.
- JUNG J. (1958) : Précis de pétrographie, Masson et Cie édit., Paris, 1 vol., 314 p.
- JUNG J., BROUSSE R. (1959) : Classification modale des roches éruptives. Masson et Cie édit., Paris, 1 vol., 122 p.
- JUNG J. (1964) : Notions de pétrographie pour les géophysiciens. Séminaire 1964-65. « Théories orogéniques ». *Institut de Physique du Globe., Fac. Sci., Univ. Paris.*
- KITAROV N., PUGIN V.A. (1962) : Température du début de la fusion des formations grésos-schisteuses en fonction de la pression. *Geokhimiya, S.S.S.R.*, vol. 4, p. 300-303. Traduction M. Markovic. B. R. G. M.
- KORZHINSKIY D.S. (1957) : Bases physicochimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. *Acad. Sc. de l'U.R.S.S. Trad. M. Srysmán, J. Lougnon, B. R. G. M.*, n° 2294.
- LABERNARDIERE H. (1961) : Etude géologique du Sud-Forez (Région d'Ambert) . *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 74 p., polycopié.
- LAGACHE M. (1964) : Sur les conditions de formation de la boehmite, de la kaolinite et de la muscovite par altération de l'albite à 200° en présence de CO_2 . *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 3515-3517.
- LAGACHE M. (1965) : Contribution à l'étude de l'altération des feldspaths dans l'eau entre 100 et 200°C sous diverses pressions de CO_2 et application à la synthèse des minéraux argileux - *Bull. Soc. Franc. Minéral. Cristallog.* t. 88, p. 223 - 253.
- LAMEYRE J. (1963) : Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 256, p. 450-452.
- LAMEYRE J., ROQUES M. (1964) : La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-Vire (Yonne-Nièvre) et d'Echassières (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 6479-6482.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) : Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 19, p. 89-109.
- LAPADU-HARGUES P. (1957) : Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Fd*, vol. 23, p. 19-31.
- LAPADU-HARGUES P. (1963) : Micas et feldspaths dans les granites : essai sur l'éventuelle signification de ces minéraux. *C.R. Acad. Sci.* t. 256, n° 17, p. 3726-3727.
- LAPPARENT J. de (1909) : Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Edit. Gauthier-Villars, Paris.*
- LAPPARENT J. de (1923) : Leçons de Pétrographie - Masson et Cie, édit., Paris.
- LAPPARENT J. de (1941) : Logique des minéraux du granite. *Revue scientifique Paris*, n° 56, 79^e année, p. 285-292.

- LAUNAY L. de (1932) : Etudes sur le Plateau Central. VI. La zone granulitique du Millevaches. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 35, n° 183, p. 185-259.
- MACAUDIERE J. (1964) : Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 7° série, t. 6, n° 3, p. 437 - 441.
- MAISONNEUVE J. (1960) : Etude géologique du Sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. 57, n° 260, 1 vol., 289 p.
- MEHNERT K.R. (1957) : Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. II. *Neues Jb. Mineral. Abh. Stuttgart.*, t. 90, n° 1, p. 39-90.
- MEHNERT K.R. (1962) : Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. III. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, t. 98, n° 2, p. 208-249.
- MEHNERT K.R. (1962) : Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. IV. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, t. 99, n° 2, p. 161-199.
- MICHEL-LEVY Aug. (1874) : Note sur une classe de roches éruptives intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes - Groupe des granulites. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° série, t. 2, p. 177-189.
- MICHEL-LEVY Aug. (1889) : Structures et classification des roches éruptives. Librairie Polytechnique, Baudry et Cie éd., Paris.
- MILLOT G. (1964) : Géologie des Argiles. Edit. Masson et Cie, Paris.
- MIYASHIRO A. (1960) : Thermodynamics of reaction of rock-forming minerals with silica. Part. IV, Decomposition reaction of muscovite. *Japan J., Geol. Geog.*, vol. 41, p. 113-120.
- MIYASHIRO A. (1961) : Evolution of metamorphic belts. *J. Petr.*, vol. 2, p. 277-311.
- NICOLAS J. (1956) : Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. *Thèse Paris. Imprimerie centrale de l'Artois. Arras. édit.*
- NICOLAS J. (1957) : Sur la présence d'un important gisement d'argile dans la région de Facheleau (Côtes-du-Nord). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 245, p. 96-98.
- NIEUWENKAMP W. (1956) : Géochimie classique et transformiste. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6° série, t. 6, p. 407-429.
- NOCKOLDS S.R. (1933) : Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *The J. of Geology*, vol. 41, p. 561-589.
- NOCKOLDS S.R. (1947) : The relations between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 245, p. 401-420.
- ORLIAC J. (1961) : Séparation des feldspaths potassiques par densité. *Trav. Lab. Géol. et Minéral. Fac. Sci. Clermont-Fd. Série Documentation n° 28*, 2 p., nonéotypé.
- ORVILLE P.M. (1960) : The Petrology of several pegmatites in the Keystone-District, Black-Hills, South Dakota. *Bull. Géol. Soc. Amer.*, n° 71, p. 1467-1490.
- ORVILLE P.M. (1962) : Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk geol. T.*, vol. 42, p. 283-316.
- ORVILLE P.M. (1963) : Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. J. Sci.*, vol. 261, n° 3, p. 201-237.
- PARVIZ - ASSADI (1964) : Sur l'altération périfilonienne du gisement d'uranium de L'Ecarpière (Vendée). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, n° 4, p. 1265-1267.
- PAVILLON M.J., ROUTHIER P. (1962) : Prélude à une typologie des massifs granitiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 4, n° 7, p. 888 - 897.
- PETERLONGO J.M. (1958) : Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Fd.*, n° 4, 1 vol., 187 p.
- PETERLONGO J.M. (1953) : Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Auvergne, Bourbonnais et Marche. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 97, p. 369-409.
- PIBOULE M., VACHETTE M. (1965) : Corrélation entre la valeur du coefficient de dispersion de la biréfringence et l'âge absolu de plagioclases d'origines diverses. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 261, p. 1032-1035.
- PERRIN R. (1957) : Granites eutectiques ou métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, t. 7, p. 91-114.

- PERRIN R., ROUBAULT H. (1939) : Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie*, 5^e série, t. 4, 168 p.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1954) : De la cristallisation des matériaux industriels à la genèse des roches grenues. *Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristallog.*, t. 77, p. 551-572.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1962) : Remarques sur l'interprétation géologique de synthèses expérimentales. Leur liaison avec la genèse des granites stratofides. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 9, n° 1, p. 71-81.
- PIFOULE M., VACHETTE M. (1965) : Corrélation entre la valeur du coefficient de dispersion de la biréfringence et l'âge absolu de plagioclases d'origines diverses. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 261, n° 4, p. 1032-1035.
- PITCHER W.S., READ H.H. (1963) : Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granite of Donegal, Ireland. *The J. of Geol.*, vol. 71, n° 3, p. 261-296.
- PLATEN H. von (1965) : Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. u. Petrogr.*, B. 11, p. 334-381.
- RAGUIN E. (1957) : Géologie du granite. Masson et Cie édit., Paris, 2^e édit., 1 vol., 275 p.
- RANCHIN G. (1959) : Etude géologique de la partie Nord des Monts du Forez. *Dipl. Géol. Pétrog. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 98 p., polycopié.
- READ H.H. (1956) : The granite controversy. *Thomas Marby and Co edit.*, London, 1 vol., 430 p.
- RIMSAITE J. (1962) : Studies of rock forming micas. *Amer. Mineral.*, vol. 47, n° 1, p. 2-20.
- ROCCI G., FABRIES J. (1964) : De la signification pétrogénétique des minéraux caractéristiques des granites. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, n° 1, p. 256-259.
- ROCCI G., HAMEURT J.M. (1964) : Nouvelles observations sur le gisement du granite grossier du Valtin (Vosges). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, p. 404-405.
- ROCHE H. de la (1964) : Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 9, n° 3, p. 293-337.
- ROSE R.L. (1957) : Andalousite and corundum bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. *Amer. Mineral.*, vol. 42, p. 635.
- ROQUES M. (1941) : Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 1 vol., 530 p.
- ROUTHIER P., GAUTSCH J.P. (1958) : Proposition d'une règle de répartition zonale des concentrations d'uranium par rapport aux plutons. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 247, p. 1750-1753.
- SABATIER G., WYART J. (1954) : Variation des paramètres cristallins et de la température de transformation α - β dans les quartz de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 239, n° 17, p. 1053-1056.
- SARCIA J., SARCIA J. (1956) : Les gîtes d'uranium du Nord-Limousin. I Caractéristiques générales de la province uranifère du Nord Limousin. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 4, n° 3-4, p. 251-306.
- SCHAIRER J.F., BOWEN N.L. (1955) : The system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$. *Amer. J. Sci.*, t. 253, p. 681.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1960) : Superposition des faciès minéraux dans les granites. *Bull. Commiss. Géol. Finl.*, n° 188, p. 121-132. Trad. Mme Minoux B. R. G. M., Paris.
- SCHREYER W., YODER H.S. (1959) : Stability of Mg cordierite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 1672.
- SCHUILING R. (1960) : Le dôme gneissique de l'Agout (Tam et Hérault). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. 39, n° 91.
- SEDERHOLM J.J. (1916) : On synanthetic minerals and related phenomena. *Bull. Com. Geol. Finlande, Helsingfors*.
- SEGNIT R.E., KENNEDY G.C. (1961) : Reactions and melting relations in the system Muscovite-Quartz at high pressures. *Amer. J. Sci.*, vol. 259, p. 280-287.
- SMITH J.V., YODER H.S. (1956) : Experimental and theoretical studies of the micas polymorphs. *Mineral. Magaz.*, vol. 31, p. 209.
- TILLEY C.E. (1924) : Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire, Highlands, *Quart. J. Geol. Soc., London*, vol. 80, p. 22-71.

- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960) : Igneous and Metamorphic Petrology. Mc Graw-Hill edit. New-York, 1 vol., 694 p.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem* n°74.
- TUTTLE O.F., KEITH M.L. (1954) : The granite problem. evidence from the quartz and feldspars of a tertiary granite. *Geol. Mag.*, vol.91, p.61.
- VENKATESH V. (1954) : Twinning in cordierite. *Amer. Mineral.*, vol. 39, p.636-645.
- VIALETTE Y. (1962) : Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granite et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 88 p.
- VINCENT P. (1961) : Le massif granitique de Yedri (Tibesti). *Bull. Inst. Equat. Rech. Et. Géol. Min.*, n° 14.
- WAYNE-BURNHAM C. (1962) : Facies and types of hydrothermal alteration. *Economic Geol.*, vol.57, p. 768-784.
- WEGMANN C.E. (1948) : Remarques sur le métamorphisme régional. *Géol. Rundschau*, Bd 36, p.40-48.
- WEISBROD A. (1962) : Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t.254, p.3393-3395.
- WINKLER H.G.F., PLATEN H. von (1958) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. II : Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl - führenden kalkfreien Tonen. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, t.15, p.91-112.
- WINKLER H.G.F., PLATEN H. von (1960) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. III : Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, t.18, p.294-316.
- WINKLER H.G.F. (1960) : La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, Paris, vol.3, p.67-70.
- WINKLER H.G.F., PLATEN H. von (1961) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. IV : Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. et Cosmochim. Acta* t.24, p.48-69.
- WINKLER H.G.F., PLATEN H. von (1961) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. V : Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, t.24, p.250-259.
- WINKLER H.G.F. (1965) : Petrogenesis of metamorphic rocks Edit. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg. New-York, 1 vol., 220 p.
- WYART J. (1955) : Cristallisation par voie hydrothermale, d'un verre naturel et origine du granite. *Sciences de la Terre, Nancy*, n° hors série, p.177-188.
- WYART J., SABATIER G. (1959) : Transformation des sédiments pélitiques à 800°C sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation. *Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristallog.*, t.82, p.201-210.
- WYART J., SABATIER G. (1962) : L'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques. *Norsk Géol. T.*, Bd 42, p. 317-329.
- WYLLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. (1962) : The habit of Apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. of Petrology*. Vol. 3, n° 2, p. 238-243.
- WYLLIE P.J., TUTTLE O.F. (1962 - 1963) : Experimental studies of silicate systems containing two volatile components. III : Effect of SO_3 , P_2O_5 , Hcl, and Li_2O in addition to H_2O , on the melting temperature of albite and granite. *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, n°73, p:265-266.
- YOTARO SEKI, KENNEDY G.C. (1965) : Muscovite and its melting relations in the system $\text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol.29, n°9, p.1077-1084.
- YODER H.S., EUGSTER H.P. (1955) : Synthetic and natural muscovite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol.8, p.225-280.
- YODER H.S., EUGSTER H.P. (1953) : Syntheses and stability of the muscovites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol.64, p.1496.

- SMITH J.V., YODER H.S. (1956) : Studies of mica polymorphs. *Miner. Magazine*, vol. 31, p. 209 - 235.
- ZAVARICKIJ A.N. (1955) : Les roches éruptives. *Izd. A.N. S.S.S.R. Moscou*. Trad. M. Pictreson de Saint-Aubin, n° 3175, B. R. G. M. : 3 vol. ronéotypé.
- ZOUBEK V. (1927) : Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhrimov - *Zol. Storn. Stat. geol. ust. cesk. Rop. Prague*, 1 vol., 413 p. Texte en tchèque et en français.

2 - BIBLIOGRAPHIE CONCERNANT LES MASSIFS ETUDIÉS.

Massif d'Echassières et Massif de Montaigut-en-Combrailles.

- AUBERT G., BONNICI J.P. (1963) : Observation sur les phénomènes d'albitisation, les minéralisations en lithium, fluor, étain, tungstène, et la découverte du béryl dans le massif granitique d'Echassières (Allier). *C.R. du 88^e Congrès nat. des Soc. Savantes, Clermont Section des Sciences*, t. 2, p. 321-324.
- AUBERT G., BONNICI J.P., DEMANDER M. et Mme LAURENT Y. (1963) : Sur la présence de gorceixite à Montebas (Creuse), de chalcosidélite à Echassières (Allier) .*C.R. du 88^e Congrès nat. des Soc. Savantes, Clermont, Section des Sciences*, p. 325 - 326 .
- AUBERT G., BURNOL L. (1964) : Observations sur les minéralisations en béryllium du massif granitique d'Echassières (Allier). Découverte de herdélite. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 272 - 273.
- AUBERT G., AUTRAN A., BURNOL L. (1965) : L'albite quartzique à lépidolite de Beauvoir, variété d'apogranite. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 260, p. 6158-6161.
- BARRAU C. (1962) : Distribution de quelques oligoéléments métalliques dans la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd.* 1 vol., 60 p. polycopié.
- CANTAGREL J.M. (1963) : La mine de wolframite des Montmins et son cadre géologique. *Thèse Doc. 3^e cycle, Univ. Clermont-Fd.* 1 vol. 125 p., polycopié.
- CARETTE G. (1946) : Relations entre la minéralisation et les venues éruptives du Massif des Montmins. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallog.*, t. 69, p. 21.
- GARDE G. (1934) : Carte géologique au 1/80 000. *Feuille de Gannat*, 2^e édit.
- GROLIER J. (1961) : Observations nouvelles de la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule, (Feuilles Aigueperse, Gannat, Montaigut-en-Combrailles et St-Gervais-d'Auvergne au 50 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 59, n° 269, p. 57-61.
- GROLIER J. (1962) : Observations sur la tectonique de l'Anticlinal de la Bosse, près Echassières (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 254, p. 519-521.
- GROLIER J. (1965) Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central Français. La Série de la Sioule (Puy-de-Dôme - Allier). *Thèse Clermont-Fd.* 267 p.
- JEAGER J L. (1953) : Un processus de remplacement dans le massif granitique des Montmins (Allier). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, n° 15, p. 345-347.
- LAMEYRE J. (1963) : Les enclaves du granite à deux micas de la Brosse près de Montaigut-en-Combrailles (Massif Central). *C.R. du 88^e Congrès nat. des Soc. Savantes, Clermont-Fd, Section des Sciences*, t. 2, p. 65-68.
- LASSERRE M. (1951) : Etude des terrains de la partie Sud-Est du Plateau des Combrailles. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd.* 1 vol., 56 p. dactylog. Résumé dans *Revue Soc. Hist. Nat. Auvergne, Clermont-Fd.* vol. 17, p. 33.
- LAUNAY L. de (1894) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Gannat*, 1^e édit.
- LAUNAY L. de (1888) : Note sur les gisements de la forêt des Colettes (Allier). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 16, p. 1065-1072.

- NICOLAS J., ROSEN A. de (1963) : Le Massif granitique des Colettes (Allier) et ses minéralisations. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallog.*, t.86, p.126-128.
- PETERLONGO J.M. (1953) : Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr. en Auvergne, Bourbonnais, Marche. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, n°17.
- RAGUIN E. (1945) : Le Massif des Montmins et ses filons métallifères. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t.45, p. 127-134.
- RICHARD J. (1938) : Etude de la série cristallophyllienne renversée de la Sioule. *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne. Clermont-Fd.* vol.4, n°1, 37 p. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd.*
- ROSEN A. de (1965) : Contribution à l'étude géologique du Massif granitique des Colettes, de ses minéralisations et de ses altérations. *Thèse Doc. 3° cycle, Univ. Paris*, 2 vol. 138 p. ronéotypé.
- SCHNAEBELE E. (1922) : L'iodargyrite des Montmins, près Echassières (Allier). *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, t.45, p.62-72.
- VIALETTE Y. (1963) : Ages absolus par la méthode au Sr-Rb des lépidolites du Massif Central français. *C.R. du 88° Congrès nat. des Soc. Savantes, Clermont-Fd. Section des Sciences*, t.2, p.275-290.

Massif de la Pierre-qui-Vire.

- COCHET A. (1953) : La série cristallophyllienne et les granites de la partie N.O. du Morvan. *Dipl. Géol. Pétrog. Univ. Clermont-Fd.* 1 vol., 54 p., photocopié.
- DEJOU J., LAMEYRE J. (1965) : Rôle du grain dans l'altération des granites à deux micas de la Pierre-qui-Vire (Yonne-Nièvre). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n°3, p.94.
- GEOFFROY J., HERBINGER C. (1951) : Un gisement de wolfram peu connu dans le Morvan Boussegrès en Empurvy (Nièvre). *Bull. des Mines et de la métallurgie du 31 mars 1951.*
- MICHEL-LEVY Aug. (1879) : Aperçu général sur la constitution du Morvan. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° série, t.7, p.758-766 et 844-848.
- MICHEL-LEVY Aug. (1876) : Note sur les roches éruptives vues par la Société dans sa course du 30 août 1876. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° série, t.4, p. 749-755.
- MICHEL-LEVY Aug. (1887) : Carte géologique au 1/80 000. *Feuilles d'Avallon et de Château - Chinon*, 1° édit.
- MICHEL-LEVY Alb. (1908) : Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Thèse Paris. Ch. Béranger, éd., Paris*, 1 vol. 297 p.
- MICHEL-LEVY Alb. (1913) : Age limite du granite dans les Monts du Beaujolais et du Mâconnais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t.157, p.954.
- MICHEL-LEVY Alb. (1932) : Carte géologique au 1/80 000. *Feuilles d'Avallon et de Château - Chinon*, 2° édit.
- RAGUIN E. (1942) : Gneiss et granites du Morvan septentrional. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t.43, n°211, p.57-59.
- COMMISSARIAT A L'ENERGIE ATOMIQUE (1964) : Carte Géol. au 1/200 000, Nord-Est du Massif Central par H. Sanselme, et cartes géologiques au 1/50 000, feuilles Avallon, Quarré-les-Tombes, Semur, Corbigny, Saulieu.

Massif de Thizon.

- LAUNAY L. de (1892-1893) : Etudes sur le Plateau Central. I - La vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t.4, p.289-299.
- LAUNAY L. de (1892) : Carte géologique au 1/80 000. *Feuille de Montbrison*, 1° édit.
- MERGOIL J. (1958) : Etude géologique du horst de l'Aumance dans la partie Nord du Bourbonnais. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd.*, 1 vol., 45 p. photocopié.

Massifs de la Margeride et d'Entraygues.

- BECARIE P. (1958) : Le métamorphisme de contact du granite d'Entraygues dans la vallée du Lot. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 53 p., ronéotypé.
- BOULE M., MOURET G., THEVENIN (1904) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Figeac*, 1^o édit.
- BOULE M., FABRE G. (1906) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Mende*, 1^o édit.
- BOULE M., BOISSE de BLACK Y. (1932) : Carte géologique au 80 000^o, *feuille de St-Flour*, 2^o édit.
- COLIN F. (1960) : Le Plateau de Julliangues et ses bordures (Lozère). *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 57 p., polycopié.
- FOUQUE F. (1882) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de St-Flour*, 1^o édit.
- FABRE G. (1889) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Largentière*, 1^o édit.
- GLANGEAUD Ph. (1921) : Les Monts de la Margeride, leurs éruptions porphyriques, leurs cycles d'érosion et leurs glaciers. *C. R. Acad. Sci. Fr. t. 172*, p. 226.
- LAPADU-HARGUES P. (1947) : Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 46*, n° 222, 193 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1952) : La structure du socle hercynien au Sud du Massif du Cantal. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 49*, p. 179-191.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Mende*, 2^o édit.
- LAPADU-HARGUES P. (1964) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de St-Flour*, 3^o édit.
- LONGCHAMON H. (1939) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de l'Argentière*, 2^o édit.
- MOURET C., BOISSE de BLACK Y., RAGUIN E. (1936) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Figeac*, 2^o édit.
- ROQUES M. (1941) : Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr., t. 24*, 530 p.
- TOYER M. (1963) : Etude géologique et métallogénique de la région d'Entraygues (Aveyron). *Thèse Doc. 3^e cycle. Univ. Paris*. 3 vol. 100 p.

Massif de Millevaches :

- CHENEVOY M. (1958) : Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 1 vol.* 428 p.
- CHENEVOY M. (1965) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille de Guéret*, 2^o édit.
- DONNOT M. (1953) : Etude géologique de la partie sub-méridionale du Plateau de Millevaches. *Dipl. Géol. Pétrog. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol. 73 p., ronéotypé.
- DONNOT M. (1957) : Micaschistes et granites du Plateau de Millevaches. *Thèse Univ. Clermont-Fd et Ann. Univ. Clermont-Fd 1965*, 1 vol., 139 p., ronéotypé.
- FORESTIER F.H. (1954) : Observations faites au cours du lever du quart Sud-Ouest de la feuille d'Aubusson au 80 000^o, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 241*, p. 161-170.
- FORESTIER F.H. (1965) : Carte géologique au 1/80 000, *feuille Aubusson*, 2^o édit.
- GIRAUDON R. (1956) : Etude géologique des terrains cristallophylliens de la feuille de Brive, situés à l'Ouest de la faille d'Argentat. *Dipl. Géol. Pétrog. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol. 93 p. ronéotypé.
- GROLIER J. (1955) : Etude géologique de l'extrémité occidentale du Plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. *Dipl. Géol. Pétrog. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol. 119 p. ronéotypé.
- GROLIER J. (1960) : Quelques problèmes géologiques du Plateau de Millevaches. *Rev. Soc. Hist. Nat. Auvergne. Clermont-Fd*, vol. 26, fasc. 1-2-3-4, p. 29-36.
- JUNG J., ROQUES M. (1938) : Les schistes cristallins du Massif Central français. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 39*, n° 197, p. 120-148.
- JUNG J. (1953) : Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hébert et Haug, Paris*. t. 8, p. 145-258.

- LAMEYRE J. (1963) : Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 256, p. 450-452.
- LAUNAY L. de (1889) : Notes sur les roches primitives de la feuille de Brive. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, vol. 1, n° 4, p. 1-15.
- LAUNAY L. de (1901) : Etudes sur le Plateau Central. III. Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. (feuille d'Aubusson). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 12, n° 83, p. 185-303.
- LAUNAY L. de (1902) : Carte Géol. au 1/1000 000. Révision du Plateau Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 13, n° 91, p. 569-571.
- LAUNAY L. de (1902) : Carte géologique au 1/80 000 feuille d'Aubusson, 1° édit.
- LAUNAY L. de (1906) : Carte géologique au 1/80 000°. Feuille de Guéret, 1° édit.
- LAUNAY L. de (1932) : Etudes sur le Plateau Central. IV. La zone granulitique de Millevaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 35, n° 183, p. 185-259.
- LE VERRIER V. (1897) : Carte géologique au 1/80 000 , feuille de Limoges, 1° édit.
- MASCLANIS P. (1949) : Etude géologique de la partie septentrionale du Plateau de Millevaches. *Rev. Soc. Hist. Nat. Auvergne, Clermont-Fd.* Vol. 15, fasc. 1-2, p. 11-42.
- MOURET G. (1896) : Carte géologique au 1/80 000 , feuille de Tulle, 1° édit.
- MOURET G. (1900) : Aperçu sur la géologie de la partie Sud-Ouest du Plateau Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 11, n° 72, p. 51-91.
- MOURET G. (1911) : Carte géologique au 1/80 000 , feuille de Brive, 2° édit.
- MOURET G. (1919) : Sur quelques effets du laminage des roches observées dans la partie Ouest du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 169, p. 980-983.
- MOURET G. (1922) : Sur la limite Est du Massif granitique de Millevaches. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 174, p. 398-401.
- MOURET G. (1924) « Sur la structure de la région granitique de Millevaches. *C.R. Acad. Sci., Fr.* t. 179, p. 1612-1615.
- MOURET G. (1924) . Sur le véritable prolongement à Bourgneuf (Creuse) de la fracture d'Argentat et sur la nature des prétendus schistes et gneiss de la région. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 179, p. 1176-1179.
- MOURET G., GANDILLOT M., RAGUIN E. (1938) : Carte géologique au 1/80 000 , feuille de Limoges, 2° édit.
- PAVILLON M.J. (1960) : Evolution structurale, granitique et métallogénique de la région de Meymac (Corrèze). *Thèse Doc. 3° cycle. Univ. Paris. ronéotypé.*
- RAGUIN E. (1926) : Au sujet de divers genres de mylonites granitiques le long des lignes de dislocations à l'Ouest du Plateau Central français. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 29, n° 161, p. 213-231.
- RAGUIN E. (1927) : Contribution à l'étude de la tectonique dans la région Ouest du Massif Central français. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 30, n° 164, p. 419-475.
- RAGUIN E. (1930) : Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du centre de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4° série, t. 30, p. 51-76.
- RAGUIN E. (1938) : Contribution à l'étude du Plateau de Millevaches. (Révision de la feuille de Limoges). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 197, p. 113-119.
- RAZAFINIPARANY A. (1960) : Etude des massifs granitiques de Meymac et d'Egletons et de leurs enclaves. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont- Fd.* 1 vol., 56 p. ronéotypé.
- RISLER J.J. (1960) : Etude lithologique et structurale de la région de Corrèze-Egletons (Corrèze). Minéralisations associées (uranium). *These Doc. 3° cycle. Univ. Paris, ronéotypé.* 2 vol.
- RONDOT J. (1949) : Etude des Massifs de granite d'Egletons et de Meymac (Corrèze). *Rev. Soc. Nat. Auvergne, Clermont-Fd.*, vol. 15, fasc. 3-4, p. 65-70.
- ROQUES M. (1941) . Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 24, 530 p.

- ROQUES M. (1943) : Carte géologique au 1/80 000 , *feuille de Tulle*, 2^e édit.
- ROQUES M. (1949) : Sur les relations du granite d'Ussel et du granite de Meymac (Corrèze).
68^e Congrès de l'Assoc. française pour l'avancement des Sciences, Clermont-Fd.
- TEMPIER P. (1964) : Sur la présence d'un contact anormal à l'intérieur de la série cristallo-
phyllienne de la Moyenne-Dordogne (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Fr., t. 259*,
p. 3294-3297.
- VIALETTE Y. (1962) : Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des
principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac.
Sci. Univ. Clermont*, 1 vol., 88 p.

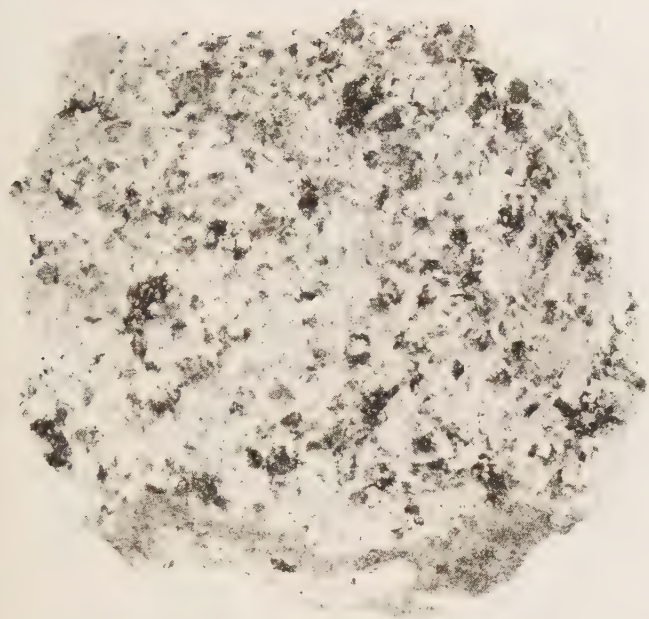
PLANCHES

PLANCHE I

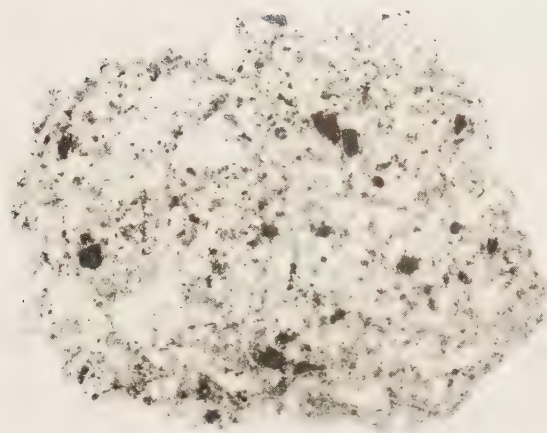
LEUCOGRANITES DU MASSIF D'ECHASSIERES

ECHANTILLONS X 0,75

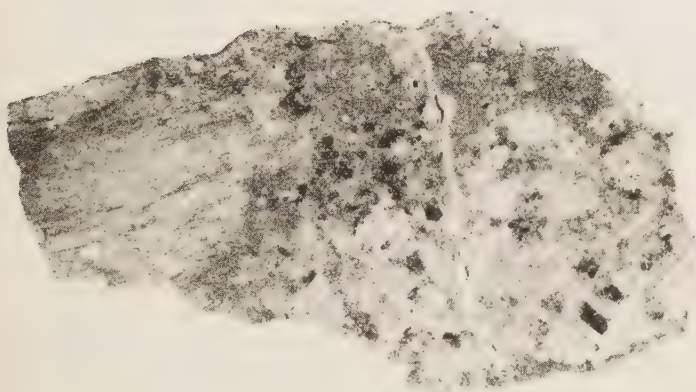
- 1 - Granite des Colettes.
- 2 - Aplite porphyrique de la Croix-Lambin.
Les phénocristaux d'orthose et les prismes de pinite se détachent nettement dans la mésostase aplitique.
800 m au Nord du carrefour de la Bosse.
- 3 - Contact entre micaschistes et aplites porphyriques.
L'aplite porphyrique est entièrement greisenisée. Elle a cependant conservé son aspect caractéristique.
Point côté 729 à l'Est du carrefour de la Bosse.
- 4 - Contact entre micaschistes et aplites porphyriques.
L'aplite porphyrique, pratiquement dépourvue de biotite, contient de longs prismes d'andalousite.
Route de la Compagnie Minière des Montmins.
- 5 - Contact entre micaschistes et aplites porphyriques.
L'aplite porphyrique est très riche en petits prismes de pinite.
Route de la Compagnie Minière des Montmins.
- 6 - Enclave de micaschistes contenant un filonnet de quartz à wolframite dans les aplites porphyriques de l'Eperon.



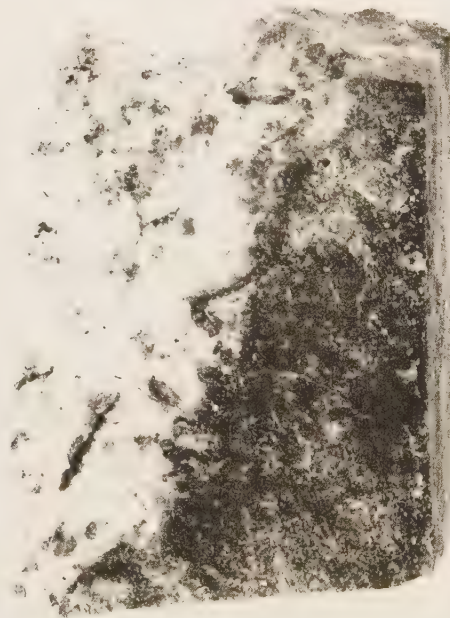
1



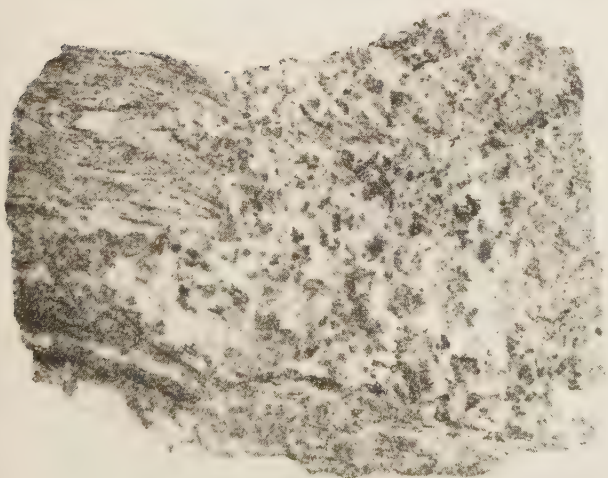
2



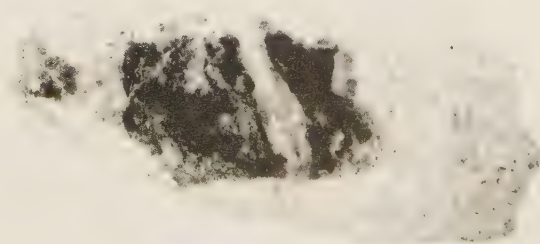
3



4



5



6

PLANCHE II

MASSIF D'ECHASSIERES

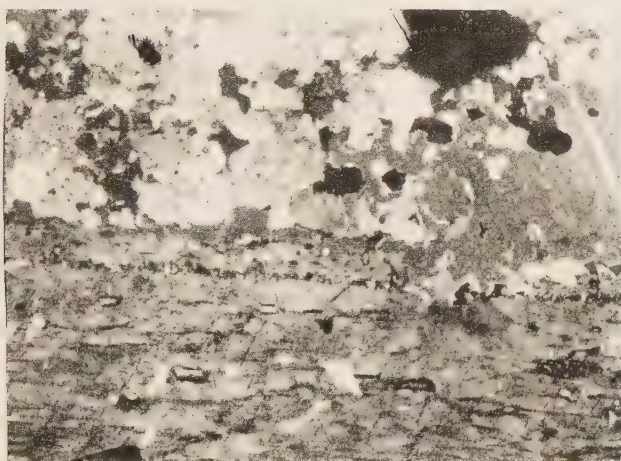
- 1 - Mésostase aplitique entre les cristaux de microperthite.
Aplite porphyrique de la Croix-Lambin (X 30),
- 2 - Mésostase aplitique et cristal d'albite riche en inclusions de quartz.
Aplite porphyrique (X 30), Route privée de la Compagnie Minière des Montmins,
- 3 - Phénocristal de microperthite frangée par une zone riche en inclusions. Une muscovite xénomorphe recouvre la frange et s'avance dans le coeur du cristal.
Aplite porphyrique de la Croix-Lambin (X 30),
- 4 - Biotite décolorée avec grain de fluorine et réseau de muscovite dans une microperthite.
Granite des Colettes (X 80),
- 5 - Cordiérite phyllitisée en échelle et andalousite entourée de séricite.
Micaschistes au contact des aplites porphyriques (X 30), Route de la Compagnie Minière des Montmins,
- 6 - Plagioclases blindés . Inclus dans le quartz ils ont été protégés de la greisenisation.
Greisens à quartz globuleux de l'Eperon (X 30),



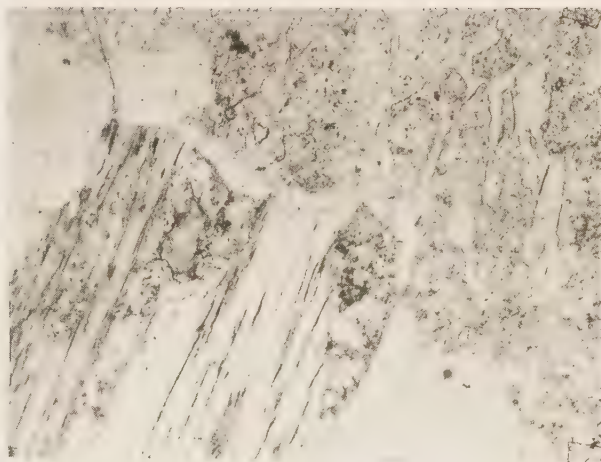
1



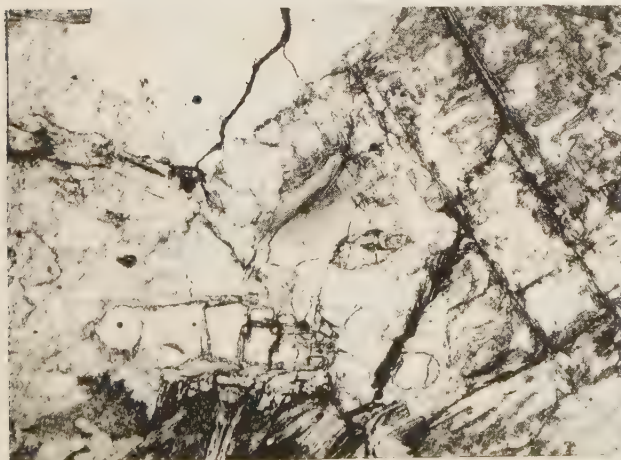
2



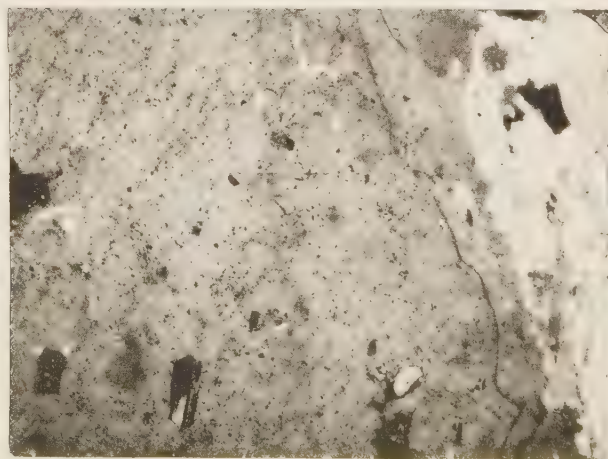
3



4



5



6

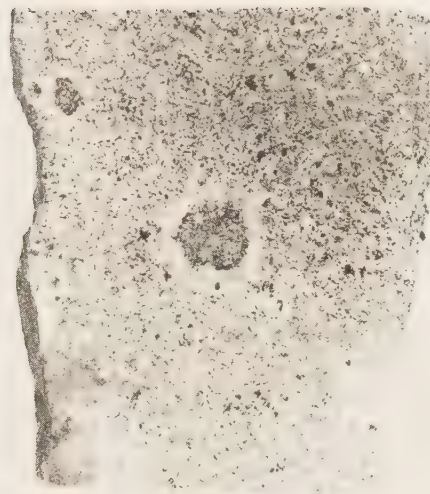
PLANCHE III

MASSIF DE LA BROSSSE PRES DE MONTAIGUT-EN-COMBRAILLES

- 1 - Bloc montrant une enclave aplitique dans le granite de la Brosse.
Carrière S.D.E.C.
- 2 - Aplites à nodules. Les nodules constitués par du quartz et de la cordiérite sont entourés par une couronne quartzo-feldspathique sans biotite.
Route D. 79.
- 3 - Micro-enclave aplitique dans le granite, près du contact entre les aplites et le granite. (X 30).
- 4 - Enclave lamprophyrique - La structure, bien typique, est soulignée par les franges d'albite pure bordant les plagioclases (X 30).

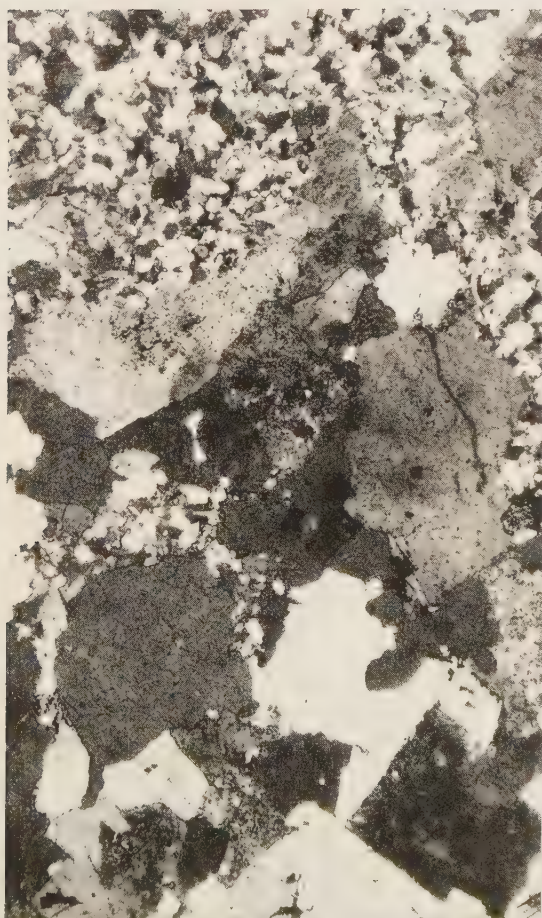


1



0 5

2



3

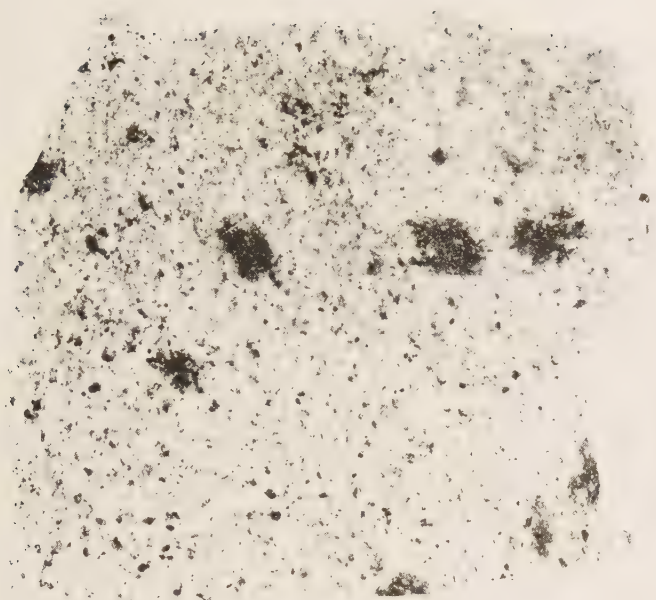


4

PLANCHE IV

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA PIERRE-QUI-VIRE ECHANTILLONS X 0,8

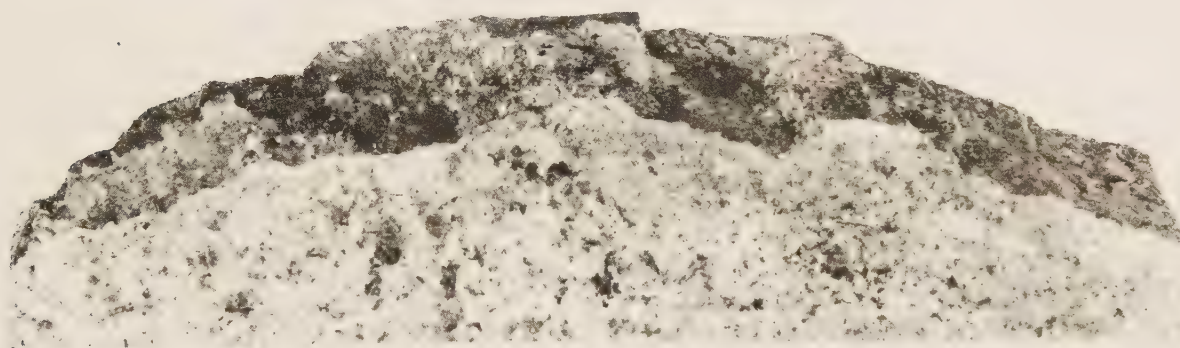
- 1 - Aplites à nodules.
Très proches des aplites de Montaigut-en-Combrailles, ces roches en diffèrent cependant par les limites plus floues des nodules.
Moulin Colas.
- 2 - Aplites porphyriques.
Dans la mésostase aplitique apparaissent des phénocristaux de quartz et de feldspaths. Les nodules s'émiettent dans la roche.
Moulin Colas.
- 3 - Contact entre aplites et granite hétérogranulaire.
Le Pont du Montal.
- 4 - Granite hétérogranulaire.
La Roche-des-Fées .
- 5 - Granite à grain moyen.
La tache sombre de l'angle inférieur gauche correspond à un agrégat de quartz et de tourmaline.
L'Huis-Saint-Benoît près de l'Abbaye.



1



2



3

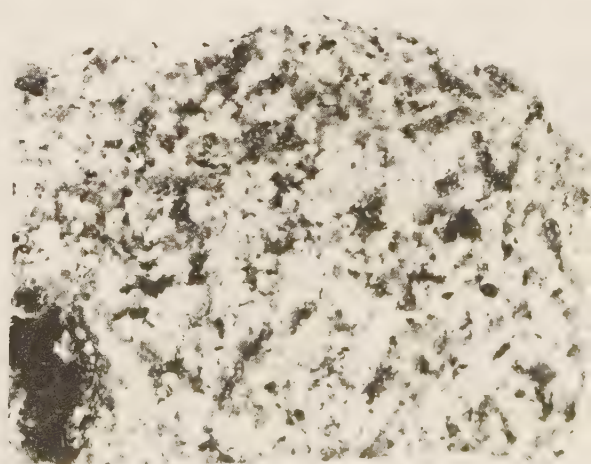
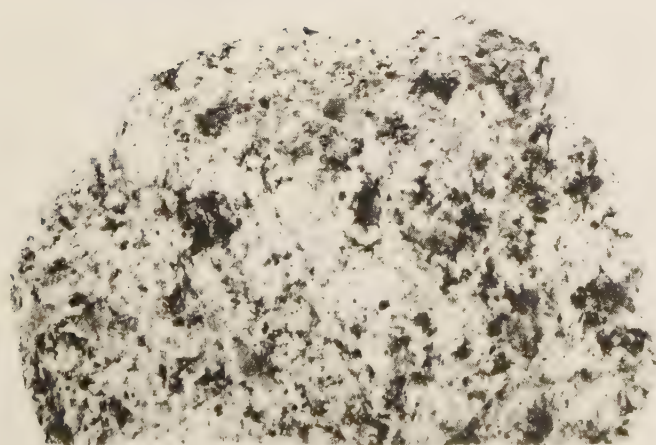
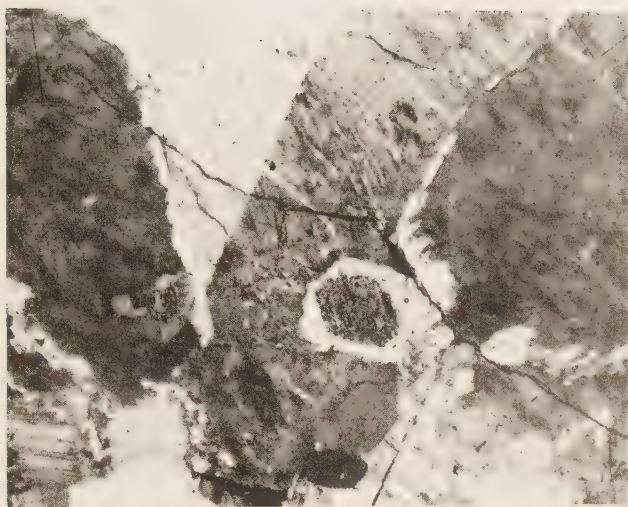


PLANCHE V

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA PIERRE-QUI-VIRE

- 1 - Albites interstitielles dans le granite de la Pierre-qui-Vire.
Le Rocher du Chien.
- 2 - Fantôme dans une microperthite du granite (X 60).
L'Huis-Saint-Benoît.
- 3 - Frange de micropegmatite dans une microperthite des aplites porphyriques (X 60). La frange délimite un cristal parfaitement automorphe. Au delà de la frange le cristal est fortement poecilitique.
Moulin Colas.
- 4 - Biotite décolorée dans les aplites du Pont du Montal. (X 80).
Ce cristal a été étudié à l'aide de la sonde de Castaing. (voir planche VI).
- 5 - Muscovite frangée par une association de quartz et de muscovite (X 300).
Granite de l'Huis-Saint-Benoît.



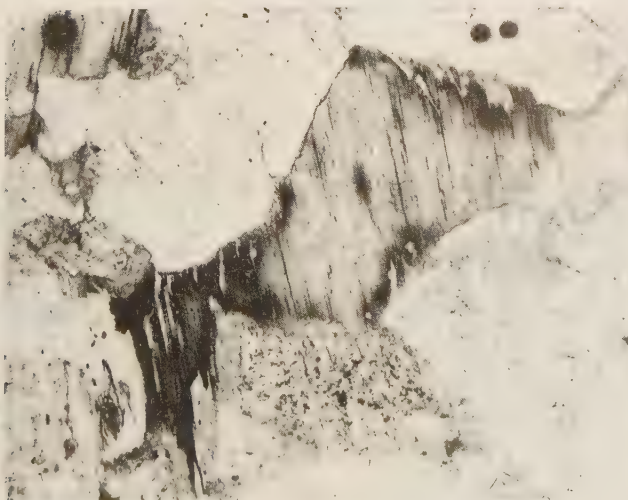
1



2



3



4



5

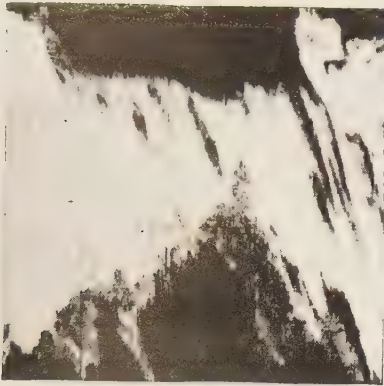
PLANCHE VI

ETUDE A LA SONDE ELECTRONIQUE DE LA BIOTITE «INCOLORE» DES APLITES DU PONT-DU-MONTAL

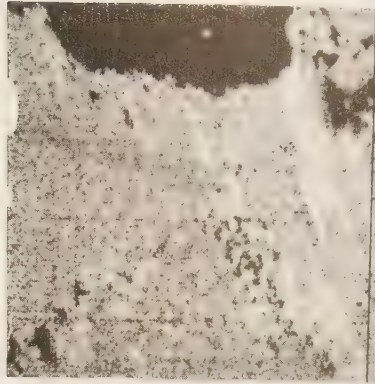
Balayage I = Les cartes du fer et de l'aluminium ne montrent aucune variation notable. La biotite incolore ou décolorée est bien une biotite. Les cartes du silicium et de l'aluminium montrent que les vermicules très fins associés à de la muscovite, et qui se superposent à la microperthite le long de la plage de biotite, sont bien constitués par du quartz.

Balayage II = La limite entre muscovite et biotite apparaît très nettement, ainsi qu'un zonage de la muscovite marqué par les teneurs en fer et en manganèse. La « fenêtre » de muscovite, dans la biotite, indique qu'il s'agit là d'un interstratifié.

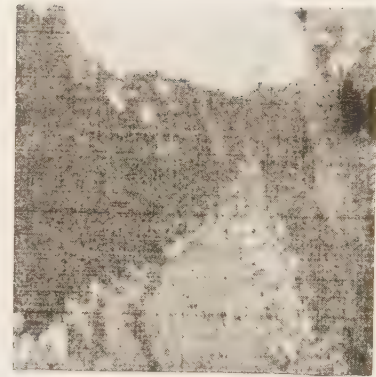
BALAYAGE I



Carte du Fe



Carte de l'Al



Carte du Si

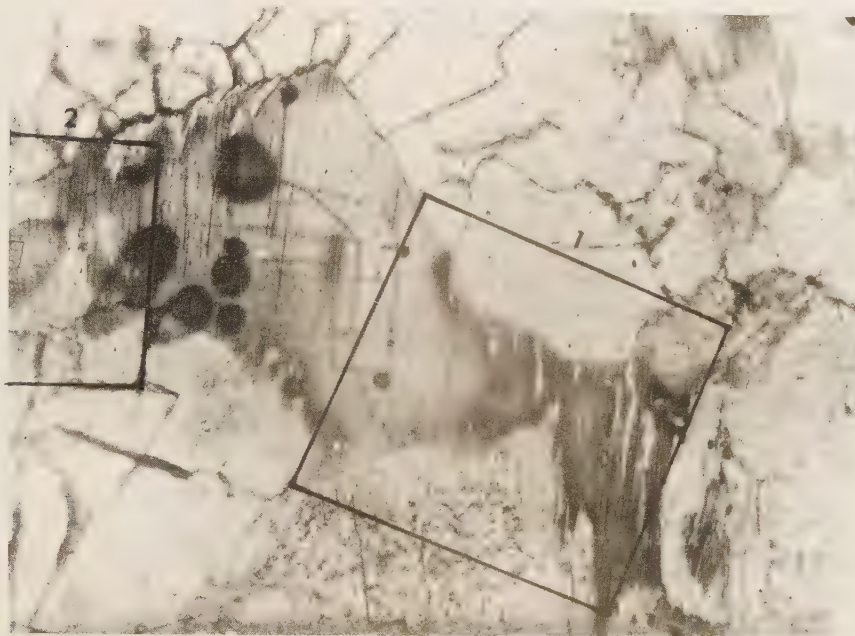


Photo optique (lumière transmise) : X 150

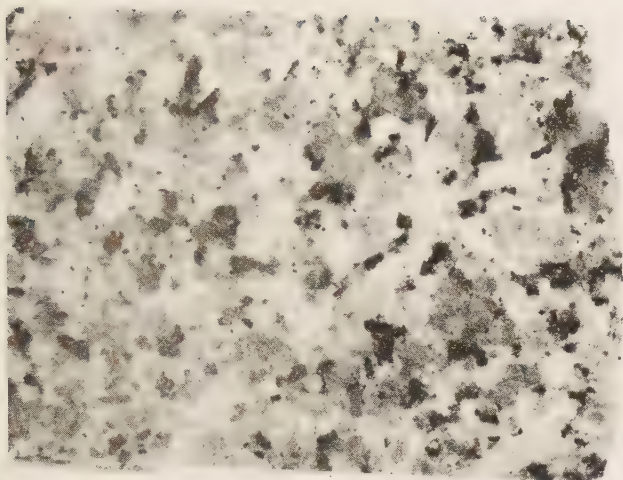
BALAYAGE 2



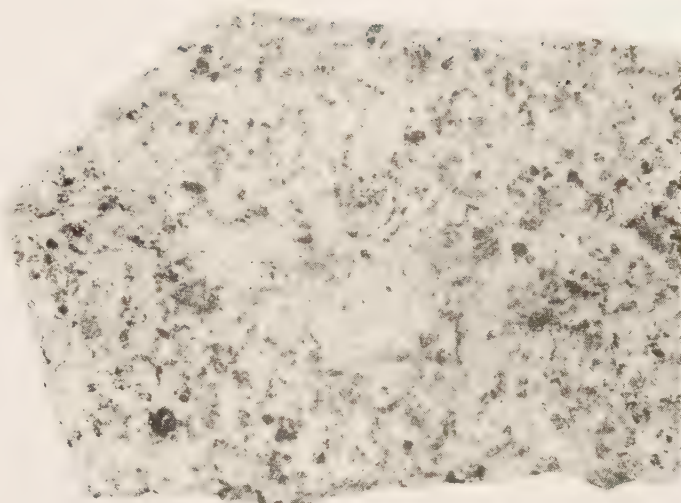
PLANCHE VII

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA MARGERIDE ECHANTILLONS X 1

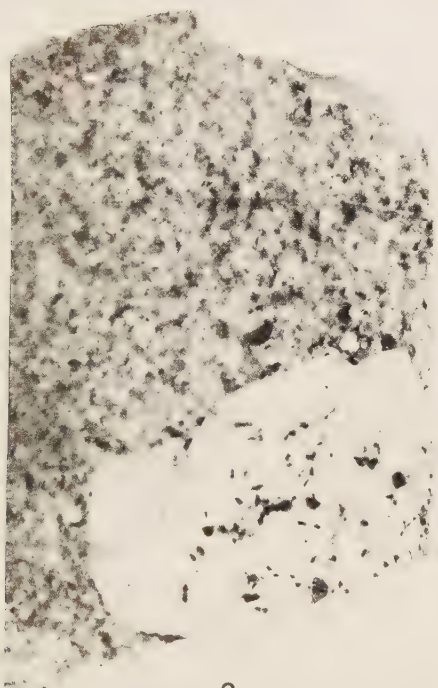
- 1 • Leucogranite d'Entraygues.
- 2 • Leucogranite de Grazières Mages - Faciès hétérogranulaire.
- 3 • Leucogranite à perthites géantes du Villeret.
Région de Grandrieu .
- 4 • Orbicule à tourmaline des Barraques de la Motte.
Région de Grandrieu .
- 5 • Leucogranite à grain fin des Pierres-Plantées.
Région de Grandrieu.
- 6 • Episyénites des Pierres-Plantées.
Région de Grandrieu.



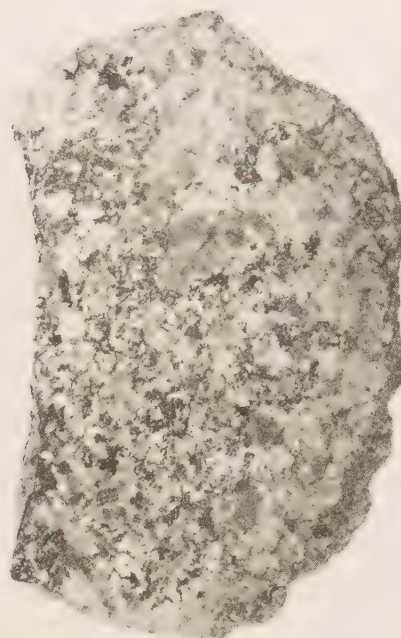
1



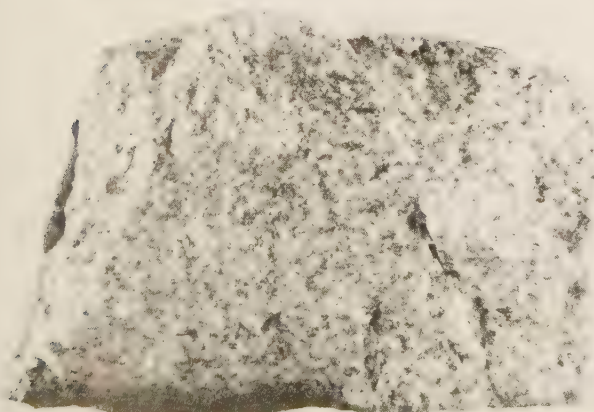
2



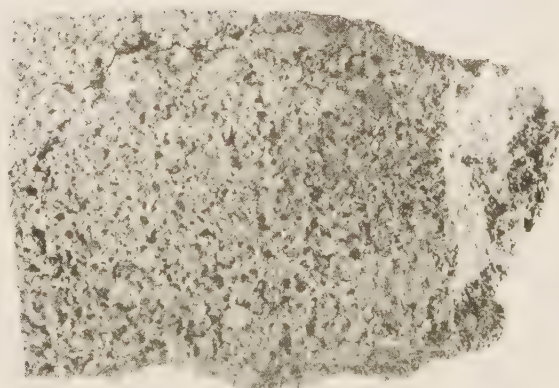
3



4



5



6

PLANCHE VIII

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE LA MARGERIDE

- 1 - Association symplectique de quartz et de muscovite dans une aplite porphyrique frangeante du Massif d'Entraygues. La perthite est presque totalement remplacée. Les quartz globuleux paraissent «nourris» par les quartz de l'association symplectique. (X 45).

- 2 - Contact en dents de scie entre quartz et albite dans une association micropegmatitique de ces deux minéraux. (X 100).

Aplites d'Entraygues.

- 3 - Noyau de microperthite automorphe dans une plage de microcline moiré. La microphotographie montre également une muscovite xénomorphe associée à des vermicules de quartz sur la microperthite et sur le microcline. (X 30).

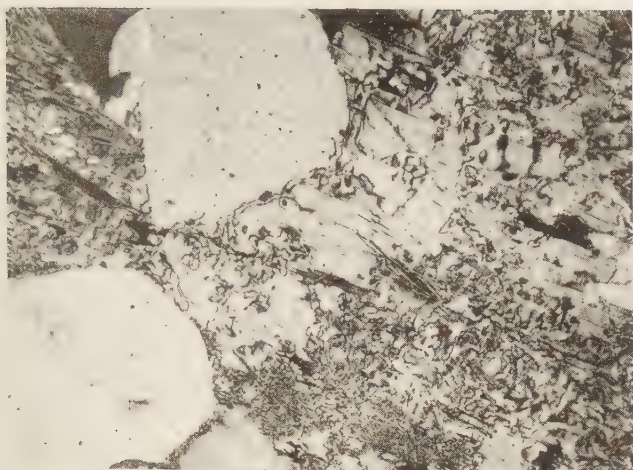
Aplites d'Entraygues.

- 4 - Corindon, spinelle vert, biotite et muscovite dans une enclave surimposée des leucogranites de Grazières-Mages. (X 30).

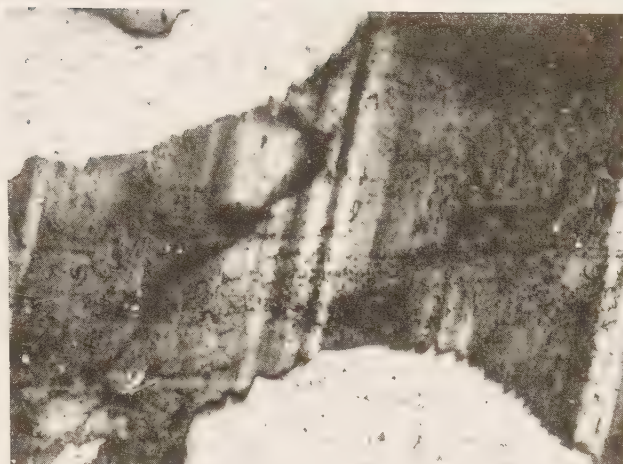
- 5 - Plage de corindon, et grain de spinelle vert sombre. (X 80). - ibid.

- 6 - Réseau de tourmaline dans les orbicules des Barraques de la Motte. (X 30).

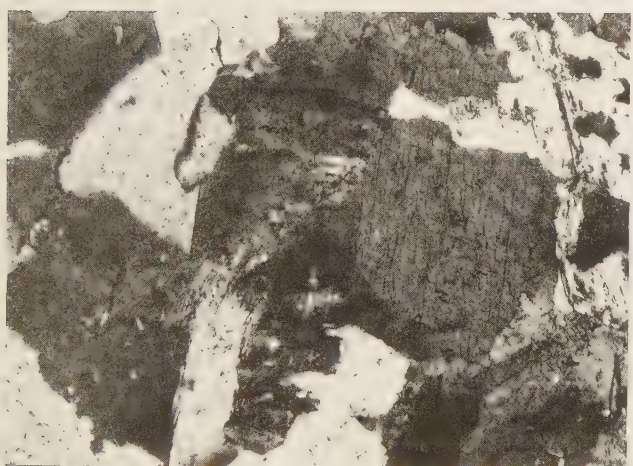
Région de Grandrieu.



1



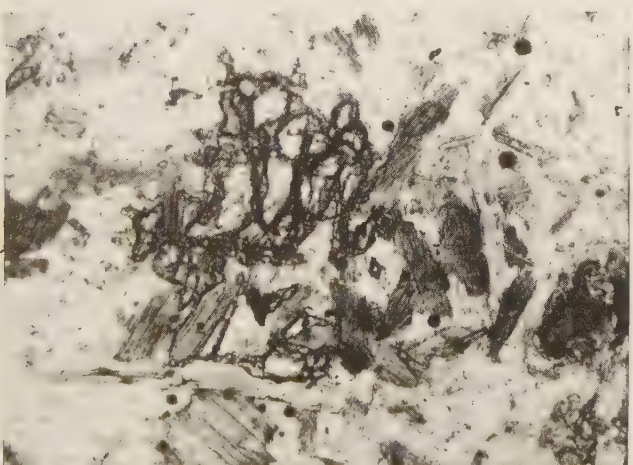
2



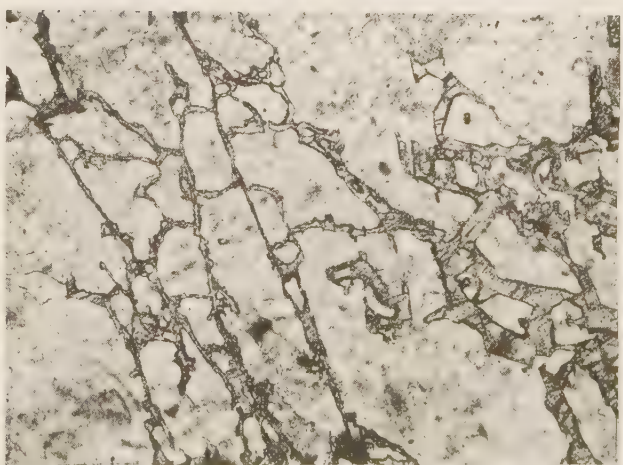
3



4



5



6

PLANCHE IX

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE MILLEVACHES

- 1 - Panneau anguleux de micaschistes dans un granite riche en enclaves de granite gris et en loupes surmicacées.

Carrière du Bech au Sud de Corrèze.

- 2 - Contact entre leucogranite et granite porphyroïde orientés. L'orientation du leucogranite est parallèle au contact et très oblique sur l'orientation du granite porphyroïde.

Bourganeuf.

- 3 - Carrière du Compeix montrant le débit en dalles parallèles à la surface dans un leucogranite du type Eyrein.

- 4 - Enclaves de gneiss à cordiérite dans un leucogranite à cordiérite mêlé de granite gris.

Carrière près de Soubrebost.

- 5 - Enclave double de micaschistes et de migmatites dans un leucogranite du type Eyrein.

Maisonneuve - R.N. 680, au Sud de Servières-le-Château.

- 6 - Granite à fil de biotite.

D.164 entre Bugeat et St-Merd-les-Oussines.



1



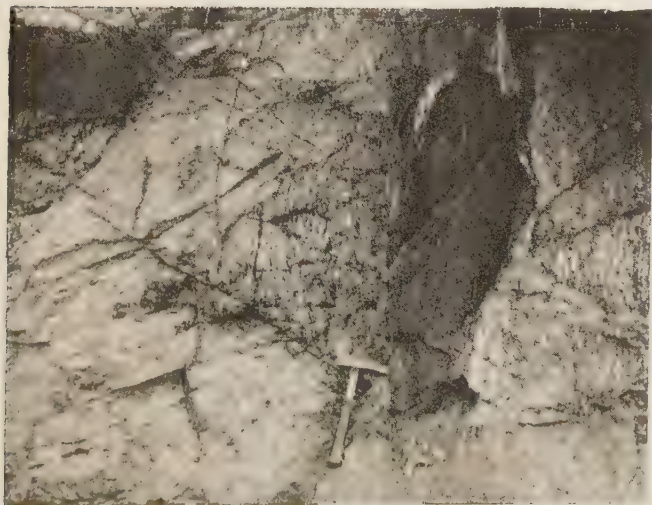
2



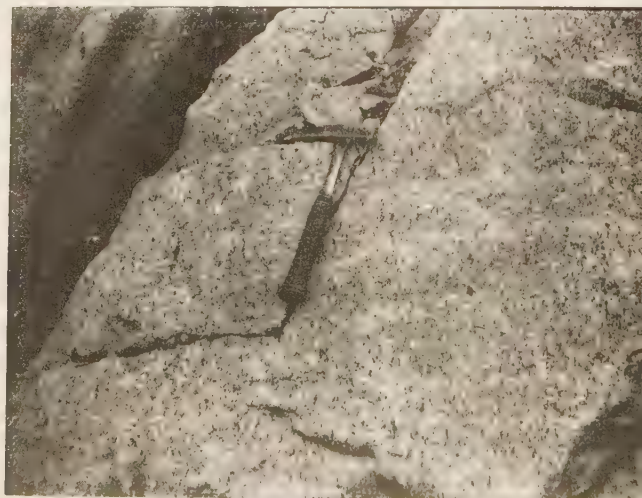
3



4



5



6

PLANCHE X

LEUCOGRANITES DU MASSIF DE MILLEVACHES

ECHANTILLONS X 0,7

- 1 - Contact greisenisé entre un leucogranite du type Eyrein et les micaschistes. La frange de greisen est doublée du côté du granite par un lit pegmatitique.

Ayguepanade près de Madranges.

- 2 - Contact entre un leucogranite du type Pérols et le granite porphyroïde. Il se marque par une frange riche en biotite. Le leucogranite est greisenisé.

R.N. 141, au Nord de Mansat.

- 3 - Enclave de migmatites à biotite dans le granite de Pérols.

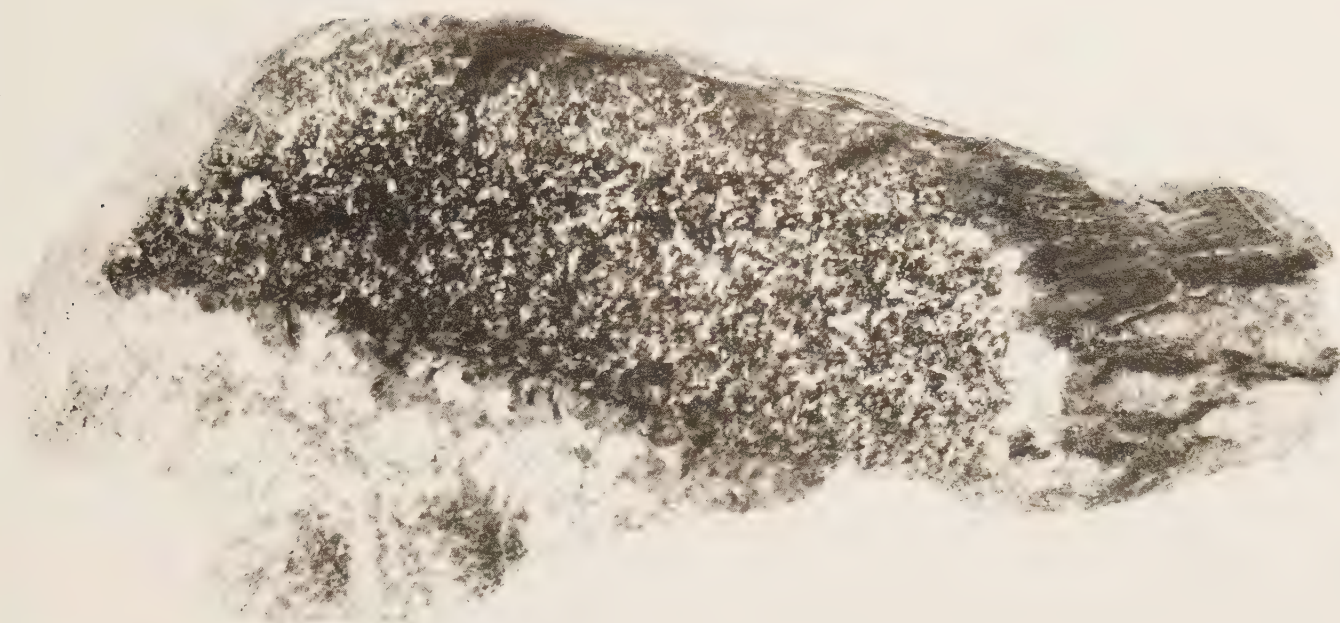
Carrière de Pérols.

- 4 - Enclave surmicacée à micas en zone dans un leucogranite du type Gioux.

Beynat.

- 5 - Enclave de granite gris dans un granite intermédiaire. Les bords de l'enclave sont soulignés par une frange de biotite.

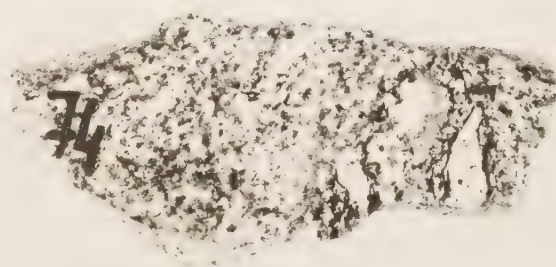
R.N. 691. Pont sur la Corrèze.



1



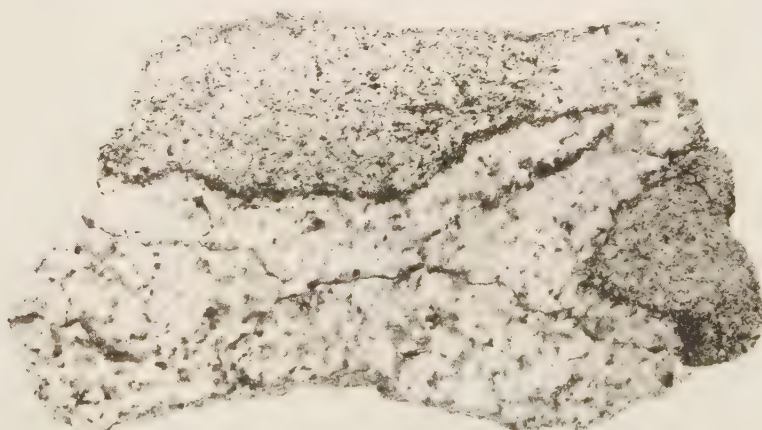
2



3



4



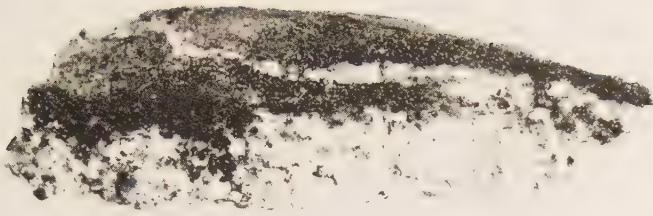
5

PLANCHE XI

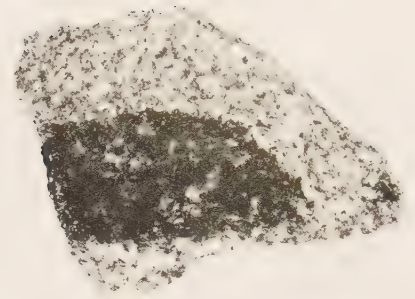
LEUCOGRANITES DU MASSIF DE MILLEVACHES

ECHANTILLONS X 0,7

- 1 - Loupe surmicacée dans un leucogranite intermédiaire.
R.N. 691 - Pont sur la Corrèze.
- 2 - Loupe surmicacée dans le leucogranite de Pérols.
Carrière de Pérols.
- 3 - Granite gris entre des feuillets micacés - Transition entre les micaschistes et les leucogranites du type Eyrein.
Gourdon.
- 4 - Granite gris et migmatites - Transition entre les migmatites ou le granite porphyroïde orienté et les leucogranites du type Eyrein.
Gourdon.
- 5 - Nodule greisenisé dans un leucogranite du type Gioux à faciès hétérogranulaire.
Nord de Sénoueix.
- 6 - Linéation dans un leucogranite du type Eyrein. La schistosité commence à apparaître nettement.
Vietheil.



1



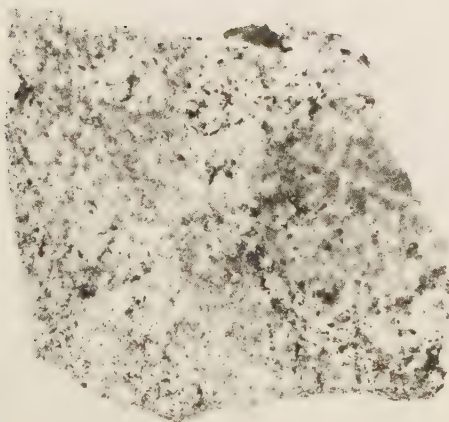
2



3



4



5

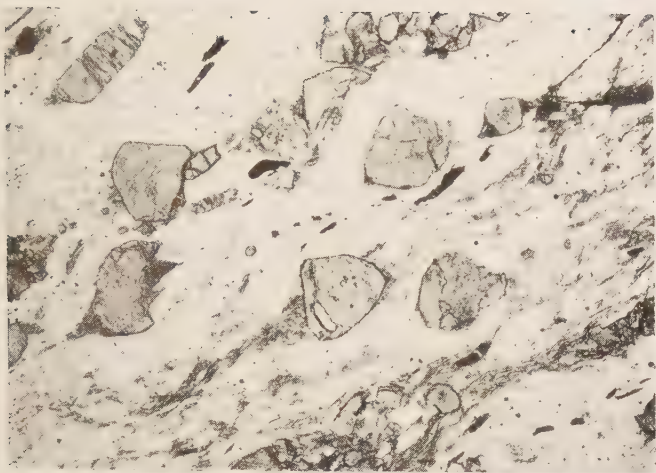


6

PLANCHE XII

MASSIF DE MILLEVACHES

- 1 - Tourmaline dans une section normale aux axes de microplis (X 30).
Micaschistes de Fargeas.
- 2 - Inclusions hélicitiques dans une andalousite . Section normale aux axes de microplis (X 30).
Micaschistes de Beaumont.
- 3 - Cordiérite maclée, sillimanite, grenat (X 30).
Gneiss de Grand Janon.
- 4 - Fibrolite dans la microperthite d'un granite de transition (X 60).
L'Eglise aux Bois.
- 5 - Corindon et andalousite dans une enclave surmicacée du leucogranite des Estourocs (X 60).
Carrière des Estourocs.
- 6 - Microcline des aplites porphyriques d'Encaux. Faciès frangeant du leucogranite de Gioux. On remarque des inclusions d'albite et de petits quartz qui, dans la partie inférieure gauche du cristal, dessinent des auréoles parallèles de forme géométrique (X 7).
Chemin d'Encaux au Nord de Meymac.



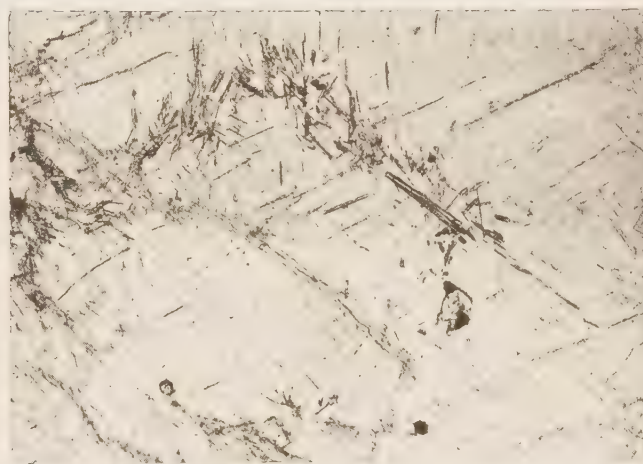
1



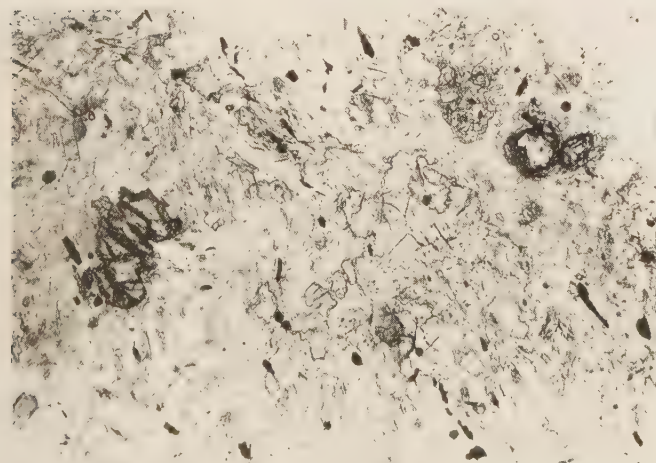
2



3



4



5



6

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté :

ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LA GENETIQUE MOLECULAIRE .
BACTERIOPHAGES . MUTATIONS - CHIMISME de l'HEREDITE.

VU et APPROUVE

Clermont-Ferrand, le 31 mars 1966

Le DOYEN

M. ROQUES

N° 26/66

Vu et permis d'imprimer,
Clermont-Ferrand, le 1^{er} Avril 1966

Le RECTEUR

E. LAPALUS

ERRATA

p. 202 : lire ils sont en puissance
dans les micas des schistes cristallins, ou existent déjà, sous forme d'orthose, dans les termes
les plus métamorphiques.

